



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVI JELENTÉSE
AZ 1950. ÉVRŐL

ГОДОВОЙ ОТЧЕТ
ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА ЗА 1950

RAPPORT ANNUEL DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
SUR L'ANNÉE 1950

ANNUAL REPORT OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
OF 1950

JAHRESBERICHT DER UNGARISCHEN
GEOLOGISCHEN ANSTALT FÜR 1950



Szerkeszti: Gergelyffy Lászlóné
Franciára fordította: Vida Tamás
Resumés français traduits: par T. Vida
Oroszra fordította: Kertész Árpád
Резюме на русский язык перевел: А. Кертес

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki felelős: Rózsa István

Megrendelve: 1953. X. 3. — Imprimálva: 1953. XII. 23. — Papír alakja 70 × 100.
A könyv azonossági száma: 1127. — Ívek száma: 35 (58) — Ábrák száma: 43 + 28 drb. mell. — Példányszám: 600.

Ez a könyv az MNOSZ 5601—50 Á és MNOSZ 5602—50 Á szabványok szerint készült.

5477. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi-utca 28.

Felelős: Vértés Ferenc.

IGAZGATÓSÁGI JELENTÉS AZ 1950. ÉVRŐL

Földtani térképezés

Intézetünknek 1950. évben megkezdett síkvidéki munkálatai főleg a Duna—Tisza közén folytak két csoportban, melyek vezetői SÜMEGHY J. és MIHÁLTZ I. voltak. Az ország részletes földtani térképezését szolgáló munka során a tervezettnél tízzel több 1 : 25 000-es méretű térképlappal készültünk el. A területről a legutóbb 1929-ben kiadott átnézetes földtani térkép csupán 4 földtani képződményt különböztetett meg. Ezzel szemben az új felvételek során az Alföldön 41 képződményt, ill. kifejlődést különítettek el.

A kutatás gyakorlati vonatkozású eredményei építőanyagok (homok, kavics és téglalapításra való agyagfeleségek) kutatásainál fognak mutatkozni.

A duna—tiszaközi térképezéssel párhuzamosan haladt ennek a területnek fúrásszelvényezése, a terület földtani felépítésének, vízföldtani viszonyainak tanulmányozására. Két ÉK—DNY-i irányú fúrásszelvénykészült el 150, illetve 120 km hosszúságban, melynek mentén 60 db 30 m-es és 500 db 10 m-es fúrást mélyítettek. Az így elért tudományos eredmények gyakorlati alkalmazására a Duna—Tisza közén a csatornázási és öntözési munkák tervezéseinél kerülhet sor.

A Duna—Tisza közti területen újszerű adatgyűjtés is folyt, mely az 5 éves terv célkitűzéseivel szorosan kapcsolódik. A térképezett terület 183 627 fűrt és ásott kútjának adatait (kútmélység, vízszlopmagasság, hőmérséklet) összegyűjtöttük. E munka az ország részletes vízföldtani térképének elkészítésénél szolgál majd alapul.

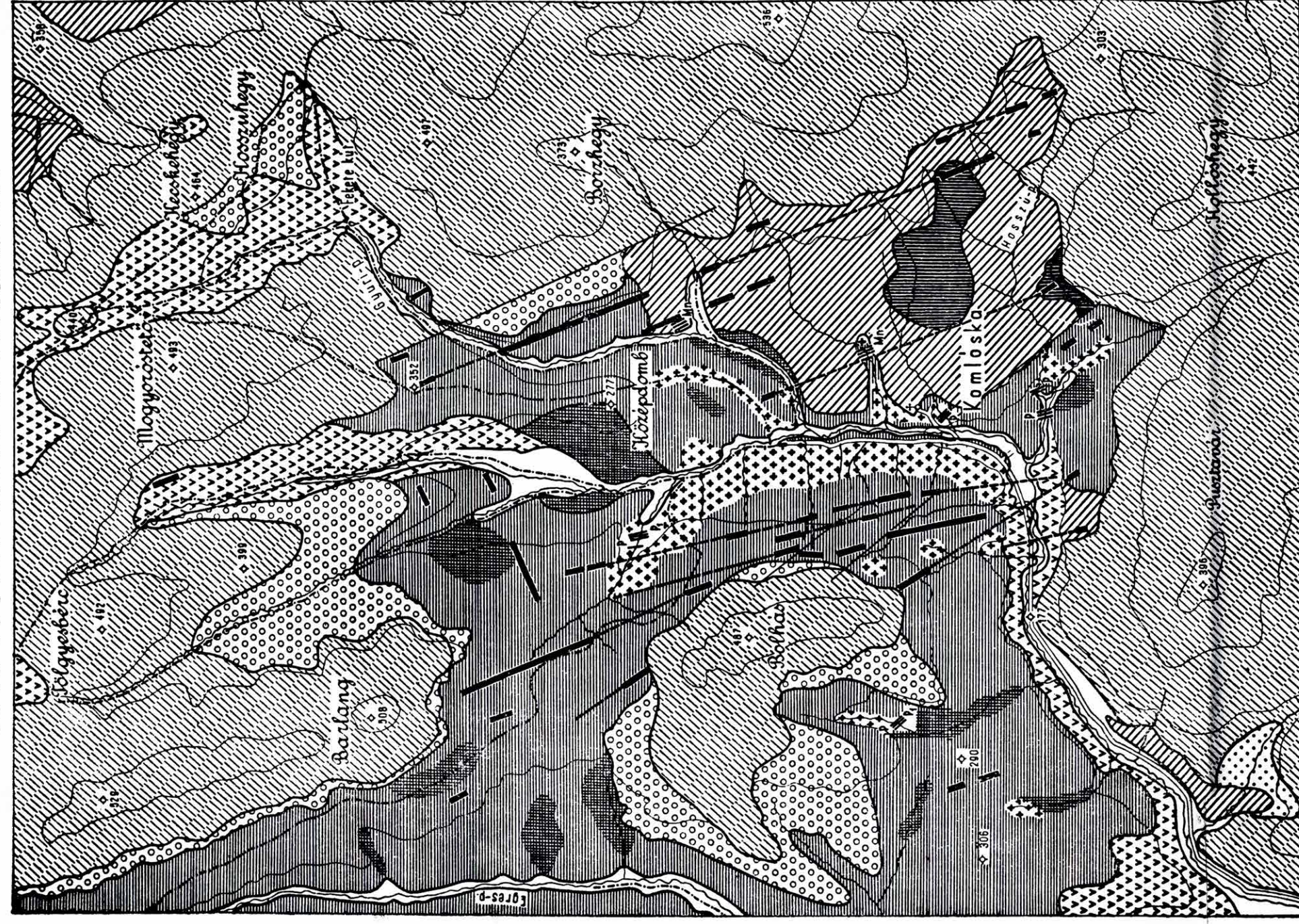
A Dunántúlon, Kapuvártól majdnem Zalaegerszegig húzódó területen újratérképezés, valamint terraszmorfológiai és közettani kutatás folyt.

Budapesttől KDK-re és Iharosberény környékén PÁVAI-VAJNA F. végzett aknázásos térképező, valamint hegységszerkezeti kutatásokat, melyek régebbi térképezési munkáiknak kiegészítésére szolgáltak.

A Szentendre—Visegrádi-hegység eruptív területén LENGYEL E. végzett közettani térképezést. Elkülönítette az egyes közettípusokat, és megállapította a kitörések sorrendjét.

Az Esztergomi-barnaköszmedencében a Bányászati Kutató Intézet megbízásából SZENTES F. végzett karszthidrológiai és hegységszerkezeti kutatásokat. Dorog—Tokod környékén MEISEL J. végzett földtani vizsgálá-

KOMLÓSKA ÉS KÖRNYÉKÉNEK Bányaföldtani Térképe ÚJRA FELVETTE: BEM BOLESZLÁV, 1950



J E L M A G Y A R Á Z A T

- 1. Áradmány - Holocén
- 2. Nyirok /takaró/ - Pleisztocén
- 3. Fiatal piroxénandezit
- 4. Andezit-agglomerátum
- 5. Piroxénandezittufa
- 6. Ortoklász-plagioklász riolitufa /okkerszediment/
- 7. Horzsaköves riolitufa

- 8. Augitandezit
- 9. Okkersedatt és kaolinodott andezit
- 10. Zöldkövesedett andezit
- 11. Kvarctelések
- 12. Pirit zsinórok
- 13. Mangános behintés

0 100 200 300 400 500 600 m

Carte géologique des mines de Komlóska et ses environs

Relevé par B. Bem, 1950.

- 1. Alluvions, Holocène
- 2. Limon (de couverture). Pléistocène
- 3. Andésite pyroxénique jeune
- 4. Agglomérat andésitique
- 5. Tuf d'andésite pyroxénique
- 6. Tuf rhyolithique orthoclase-plagioclase
- 7. Tuf rhyolithique à ponce
- 8. Andésite augitique
- 9. Andésite ocrifié et kaolinisé
- 10. Andésite propylitisée
- 11. Filons de quartz
- 12. Bandes de pyrite
- 13. Manganèse parsemé

Горногеологическая карта района д. Комлошка.

Зачено составил: Болеслав Бем, 1950.

- 1. Аллувий. Голоцен
- 2. Саман (покров). Плейстоцен
- 3. Молодой пироксенный андезит
- 4. Андезитовый аггломерат
- 5. Пироксеново-андезитовый туф
- 6. Ортоклазово-плагиоклазово-риолитовый туф (охризованный)
- 7. Пемзовый риолитовый туф
- 8. Авгитовый андезит
- 9. Охризованный и каолинизованный андезит
- 10. Пропилитизированный андезит
- 11. Кварцевые жилы
- 12. Шнурь пирита
- 13. Марганцевая обывка

tot, a geológushallgatók gyakorlata keretében. A Balatonfelvidéken SZALAI T. végzett köszénföldtani és hegység szerkezeti tanulmányokat.

1950. év május hó folyamán az Intézethez került a Tőzegkutató csoport, melynek kutatásai LUKÁCS L. és SCHENKENGEL L. irányítása mellett a Tiszántúlon, majd a Kisbalaton főmedencéjében folytak.

Hat geológusunkat — REICH L., BARNABÁS K., BENKŐ F., GÖBEL E., JASKÓ S. és IFJ. NOSZKY J. — a bauxitkutatással kapcsolatos földtani térképezés és bányageológus szolgálat ellátására a MASZOBAL-nak engedték át.

A Szabadbattyán—polgárdii területet KISS J. térképezte ólomércelőfordulás bányaföldtani felvételével kapcsolatban.

Radiológiai vizsgálatokat folytattak SZALAI T. és FÖLDVÁRI A. A kutatás a Komlói-medence köszéntelepés lász rétegsora radiológiai viszonyain kívül az azt áttörő eruptív kőzetekre is igen értékes adatokat szolgáltatott.

A Tokaji-hegységben BEM B. végzett Regéc és Fony környékén vasérc kutatásokkal kapcsolatban részletes földtani térképezést. A kutatóaknákból származó nagyszámú minta elemzési adatai nem kedvezőek, ennél fogva a környék vasérc kutatás szempontjából nem alkothat súlypontot. A Tokaji-hegységben dolgozott LIFFA A. is, aki monográfiájához szükséges kiegészítő adatgyűjtésen kívül perlitkutatót is végzett.

Telkibánya és Kéked környékén húzódó nemesfém tartalmú telérek részletes térképezését és a régi bányászkodás adatainak összegyűjtését SCHERF E. végezte. E kutatás eredménye az itteni Kányahegy nagy káliumtartalmú trachitjának felismerése.

SCHRÉTER Z., MAURITZ B., PANTÓ G. és BALOGH K. a Bükkhegység K-i részének üledékes és eruptív kőzeteit újratérképezték és felülvizsgálták a hegység képződményeinek rétegtani beosztását. A Mátrában PANTÓ G. és MEZŐSI J. végzett kőzettani felvételt és bányaföldtani vizsgálatot.

JANTSKY B. a Velencei-hegység és a mecseki gránitterület kőzettani és ércgenetikai újrvizsgálatát végezte. Rövidebb kiszálláson Demjén környékén a mangánérc kutatás lehetőségeit vizsgálta meg.

A Tokaji-hegység kaolin-, kvarcit- és bentonit kutatásainak irányítását FRITS J. látta el, aki ennek során a hegység újratérképezésébe is bekapcsolódott.

Tudományos barlangkutatásokat végeztek ROSKA M. és KADIČ O. a Bakony-, illetve a Bükkhegység barlangjaiban. Az Országos Vízgazdálkodási Hivatal megbízásából VENKOVITS I. a Keszthelyi-hegységben karsztvízkutatásokat, JAKUCS L. pedig a Bükkhegységben vízföldtani vizsgálatokat folytatott.

Magnéziumban gazdag dolomitfajták felkutatását HEGEDŰS Gy. és TREGELE K. végeztek Középhegységeink területén az Alumínium- és Könnyűfémipari Kutatóintézet megbízásából.

Az említett földtani térképezésen kívül az Intézet geológusai különböző megkeresésekre ipari- és ivóvíz, kőbányászati és egyéb ásványi nyersanyagok felkutatásánál szakvéleményeket adtak. Ilyen célból FERENCZ K., JUGOVICS L., és SZEBÉNYI L. voltak legtöbbször igénybevéve.

Intézeti belső munka

A *Közzettani Osztály* a térképezés és nyersanyagkutatás során gyűjtött kőzetanyag vizsgálatát végezte. Segítségére volt a múzeumnak a régebbi és újabb gyűjtés ásványkőzetanyagának pontos meghatározásában.

Az *Üledékesközzettani Laboratórium* főleg a síkvidéki, földtanilag fiatal üledékek eredetének és helyes felosztásának megállapításában szolgáltatott sorozatvizsgálatokon alapuló biztos közzettani alapokat.

A *Mélyfúrási Laboratórium* mélyfúrások rétegmintaanyagának mikropaleontológiai vizsgálatát (foraminifera, ostracoda) látta el és ennek alapján rétegtani kiértékelésüket adta meg. A laboratórium az év folyamán 38 *kutató mélyfúrás* és 664, főleg *vízkutató fúrás* anyagán kívül a *nagykovácsi lejtakna* rétegmintáit és a geológusok terepen gyűjtött kőzetmintáit, összesen 8159 db-ot vizsgált át.

A *Vízügyi Osztály* hatósági kütengedélyezéseken és a vízügyi nyilvántartás vezetésén kívül a Mélyfúrási Laboratóriummal karöltve összeszedte az Intézetben fellelhető fúrások mintaanyagát, és kielejtezte a tudományos szempontból értéktelent.

Az *Őslénytani Osztály* működése a szakemberek munkaterületének megfelelően szétágazó volt. SZÖRÉNYI E. és KRETZOI M. munkája a hazai tüskébőrűek, valamint az ősemmlős fauna feldolgozása volt. Az osztályvezető VÍGH GY. főként vízföldtani tárgykörű elfoglaltsága miatt őslénytani kérdésekkel keveset foglalkozhatott. Az osztály több beosztottját a tervfeladatok ellátása céljából egyéb vonalakon vettük igénybe (földtani térképezés, barlangkutatás, kútkataszter).

A *Vegyi Osztály* a következő vizsgálatokat végezte el. Megelemzett 130 db ércmintát (legnagyobb része vasérc). A kőszénvizsgálatok száma 42 db. A síkvidéki vízmintagyűjtéssel kapcsolatos elemzések száma 455 db. E mintákban 6668 alkatrészt mennyiségileg határoztak meg. A szilikátelelmzések száma 48, s egyéb kőzetminták — legnagyobb részük dolomit — 350 volt. Színképanalitikai 53, gázelemzés 3, differenciális termikus vizsgálatot 39 mintán végzett a laboratórium.

Az *Ásványi Nyersanyag-nyilvántartó Osztály* kidolgozta a különböző ásványi nyersanyagokra vonatkozó alapkataszter szempontjait. Ez a kataszter mindinkább bővülni, teljesebbé fog, amint az Intézet az adatok birtokába jut.

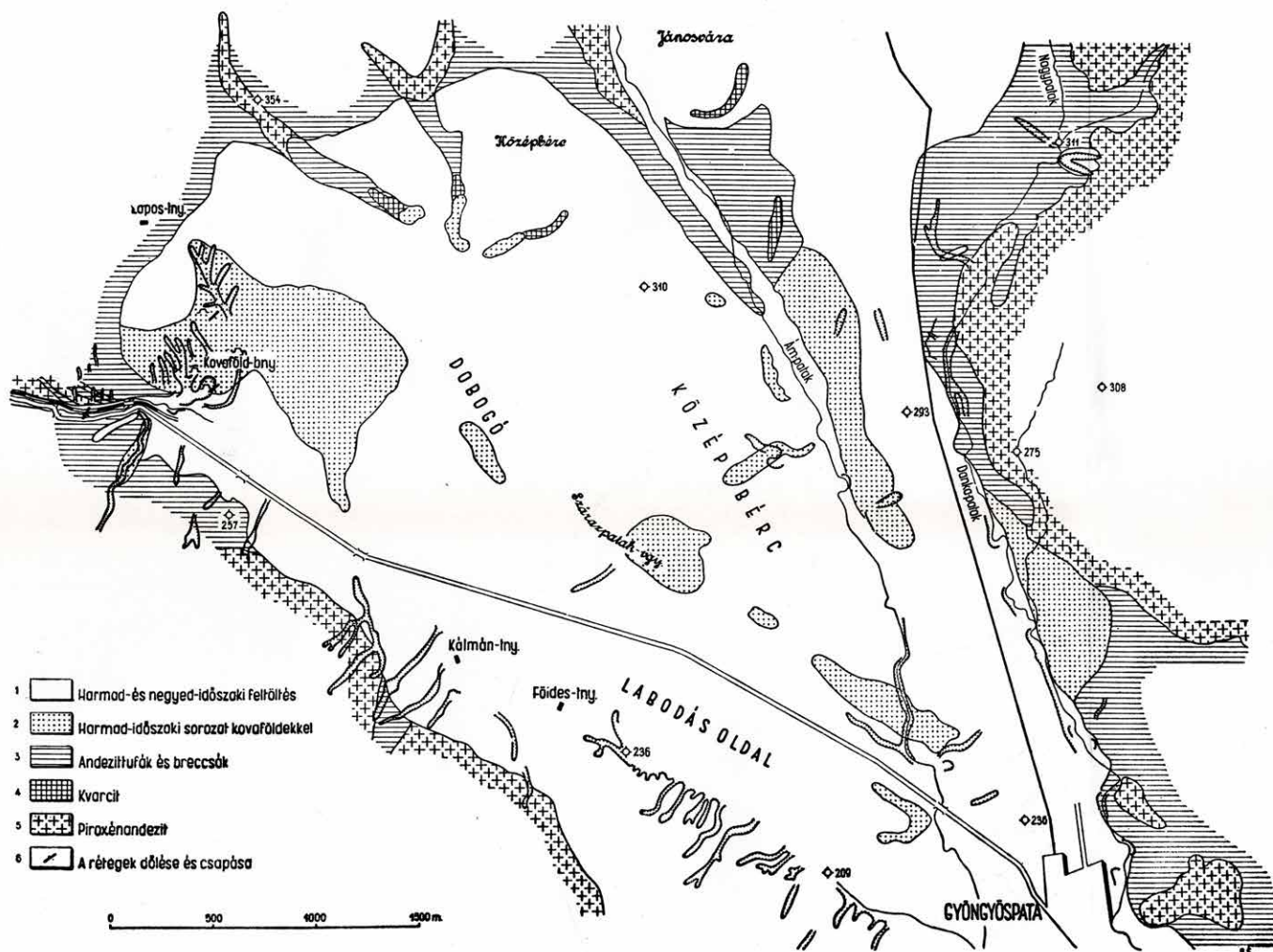
Múzeumunk az év negyedik negyedében kezdte meg az átrendezést. Az ide beosztott kutatók és tudományos segéderők TASNÁDI KUBACSKA A. irányításával megkezdték a hatalmas gyűjtemény számbavételét és a modern tudomány szempontjai szerinti kielejtezését. Kielejtezték és egyéb múzeumoknál, intézményeknél helyezték el az agyag és ipari kőzetgyűjteményt, ennek csak az ország területére eső részét tartva vissza. A teljes ősgérinces anyagnak az Őslénytani Osztály helyiségeibe való beköltöztetésével felszabadult termekben az osztály megkezdte a korszerű új kiállítás megszervezését.

Térképtár-rajzcsoport. A Térképtár az év folyamán elkezdte az eredeti földtani térképlapok nyilvántartási munkáját. A Rajzcsoport a tervben előirányzott térképrajzoló és térképszerkesztési munkán kívül ellátta a szak-

A SZURDOKPÜSPÖKI-GYÖNGYÖSPATAI KOVAFÖLDTERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE

Felvette: HORUSITZKY FERENC 1950

VIGH GYULA, NOSZKY JENŐ, TASNÁDI-KUBACSKA ANDRÁS adatainak felhasználásával



Carte géologique
du terrain de terre à silex de Szurdokpuszti—Gyöngyöspata

Levé par F. Horusitzky, 1950,

en employant les données de Gy. Vigh, J. Noszky et A. Tasnádi-Kubacska.

1. Remblayage tertiaire et quaternaire
2. Série tertiaire à terres à silex
3. Tufs et brèches d'andésite
4. Quartzite
5. Andésite pyroxénique
6. Inclinaison et direction des couches

Геологическая карта
кремнеземной территории Сурдокпүшпёки—Дьёндёшпата.

Составил: Ференц Горуситски, 1950

С использованием данных Дьюла Виг, Ене Носки и Андраша Ташнади-Кубачка

1. Третичная и четвертичная насыпь
2. Третичная серия с кремнеземом
3. Андезитовые туфы и брекчи
4. Кварцит
5. Пироксеновый андезит
6. Падение и простирание слоев

vélemények mellékleteinek kivitelezését is. Az itt dolgozók jelentős részt vállaltak az állandó és alkalmi dekorációs munkák elvégzéséből is.

Köszénbányászati geológus kirendeltségek kerültek az Intézethez július hó 1-én a Bányászati Kutatási és Mélyfúró NV. átszervezése során. Ezeknek geológusai — WEIN GY., KÓKAI J., SÓLYOM F., SZÓTS E., BARTKÓ L. és RADNÓTY E. — *Komló, Várpalota, Tatabánya, Dorog, Salgótarján és Miskolc székhellyel* főleg a köszénkutatás bányaföldtani munkáit végezték el. Ezenkívül a földtani térképezésbe és vízföldtani szolgálatba is bekapcsolódtak.

Kiadványaink közül ez évben megjelent Évkönyvünk XXXIX. kötetének 1. (STRAUB J.: Erdélyi Gyógyvizek) és 3. füzet (PANTÓ G. — VOGL M.: Nátrongabbró a Bódvavölgyben), Évi Jelentésünk 1939—40. évről szóló elmaradt III. kötete, valamint a Geologica Hungarica, Series Geologica VIII. kötete.

Könyvtárunk gyarapodása egyes művekben 793, folyóiratokban pedig 1 350, összesen 2 143 kötet. Ebből csere 54,8%, vétel 20,1% és ajándék 25%. Ebből is látszik, hogy könyvtárunk állományának növelését főleg a csere útján értük el, melynek alapját az Intézet kiadványai adják.

Az Intézet tagjai a különböző társulatoknál és intézményeknél *előadásokat* tartottak, mely előadások nyomtatásban napvilágot is láttak. E munkák közül több kollektív munka eredménye volt. Itt kell megemlékeznünk a Magyar Tudományos Akadémia Nagygyűléséről, ennek keretén belül november 28-án VADÁSZ E. akadémikus «A magyar ásványkincs feltárása» című előadásához VITÁLIS S., MAJZON L., SÜMEGHY J. és PANTÓ G. egyes ásványkincseket részletesen ismertető módon szoltak hozzá. A Nagygyűlésre vendégül meghívott A. I. VARENCOV szovjet akadémikussal, a moszkvai földtani intézet igazgatójával felvettük a kapcsolatot, aki az Intézetet november 29-én meg is látogatta, és hosszabb időt töltött el a geológusok társaságában. A megbeszélésen tudományos és gyakorlati vonatkozású kérdéseket vitattunk meg, s VARENCOV akadémikus tanácsait a jövőben földtani kutatásaink során figyelembevéve, kamatoztatni fogjuk.

Személyi létszámunk a tavalyi 83 főről az év folyamán 176 főre emelkedett, mely növekedés a Bányászati Kutatási és Mélyfúró NV. földtani osztálya 27 dolgozójának átvételével szakmai vonalon is erősítette az Intézetet.

E munkák mind hazai földünk tudományos megismerését célozták. Jól megszervezett munkával *ötéves tervünk sikerére törekedtünk* s minden működésünk gyújtópontjában ez állott. Ötéves tervünk folyamán az egységes és rendszeres földtani kutatást tovább kell fejlesztenünk. Kerületi kirendeltségeinket meg kell erősítenünk, ki kell melléjük képeznünk a megfelelő segédszemélyzetet, hogy a geológust mentesítsük az egyéb elfoglaltságoktól. Első helyen kellett volna azonban említenünk az egységes szakirányítás szükségességét. Ötéves tervünk sikeres kutatási eredménye függ ettől. Az egységes szakirányítás, ha jó kollektív munkával párosul, feljogosít arra a reményre, hogy a tervben előirt feladatokat nemcsak elvégezzük, de jelentősen túl is teljesítjük.

COMPTE-RENDU DIRECTORIAL SUR L'ANNÉE 1950.

Levés géologiques. Les travaux de levé des plaines, commencés en 1950, se poursuivirent dans l'Entre-deux-fleuves Danube-Tisza. Deux groupes ont travaillé là, sous la direction de J. SÜMEGHY et J. MIHÁLTZ. En connexion avec le levé, on a dressé des profils de forage, longs de 150 resp. 120 km. Dans les environs de Budapest, les levés ont été exécutés par F. PÁVAI-VAJNA et E. LENGYEL. F. SZENTES a fait des recherches géologiques dans les environs de Esztergom, J. MEISEL dans les environs de Dorog-Tokod. T. SZALAI a étudié le Balatonfelvidék (montagnes au N. du Lac Balaton), du point de vue tectonique et de géologie de houille. Le groupe de recherche de tourbe, sous la direction de L. LUKÁCS et L. SCHENKENGEL, travaillait au Tiszántúl (au delà de la Tisza), puis dans les environs du Lac Kisbalaton. Des levés géologiques, en connexion avec la recherche de bauxite ont été exécutés par L. REICH, K. BARNABÁS, F. BENKŐ, E. GÖBEL, S. JASKÓ, J. NOSZKY le jeune. J. KISS a étudié les conditions de gisement de l'occurrence de minerai de Szabadbattyán. T. SZALAI et A. FÖLDVÁRI ont exécuté des recherches radiologiques dans la bassin de Komló. Dans la montagne de Tokaj, B. BEM. et A. LIFFA ont poursuivi un levé géologique détaillé. E. SCHERF a travaillé dans les environs de Kéked et Telkibánya. Z. SCHRÉTER, B. MAURITZ, G. PANTÓ et K. BALOGH ont levé et étudié les roches sédimentaires et éruptives de la partie orientale de montagne Bükk. Dans la montagne Mátra, G. PANTÓ et J. MEZŐSI ont recherché les gîtes métalliques. Dans la montagne de Velence, B. JANTSKY a poursuivi les recherches des minerais. La recherche des minéraux divers, dans la montagne de Tokaj, a été dirigé par J. FRITS. M. ROSKA et O. KADIČ ont exécuté des recherches spégéologiques. I. VENKOVITS a poursuivi des travaux hydrologiques dans la montagne de Keszthely, L. JAKUCS dans la montagne Bükk. Gy HEGEDÜS et K. TREGELE ont recherché des dolomies riches en Ny.

Travaux intérieurs de l'Institut. La Section Pétrographique a examiné les matériaux de roches, recueillis au cours des levés et des recherches de matières premières. Le Laboratoire de Pétrographie Sédimentaire s'occupait de sédiments jeunes des plaines. Le Laboratoire des Forages a exécuté l'élaboration stratigraphique des forages. La Section Hydrologique a travaillé associée au Laboratoire des forages. La Section Paléontologique a exécuté, à côté de l'élaboration des faunes, des tâches prescrites par le plan. Le Laboratoire Chimique a exécuté plusieurs centaines d'analyses de matières premières. Le Musée de l'Institut a commencé la mise en ordre de sa collection, afin de dresser le plan d'une nouvelle exposition, par le moyen des travaux de recueil appropriés.

Pour satisfaire aux exigences des mines de houille, nous avons organisé, dans les centres des mines de houille, des annexes d'arrondissement.

Nous avons publié les fasc. 1. et 3. du vol. XXXIX. de nos *Annales*, le vol. III. de l'année 1939—40 de nos *Relationes Annuae* et le vol. VIII. de la *Series Geologica* de la *Geologica Hungarica*. Notre bibliothèque a acquis 2143 vols, dont 1350 sont des périodiques. De ces chiffres 54,8 % représentent les échanges, 20,1 % l'achat, et 25 % les donations.

SZELVÉNY ÓFALÚTÓL K-RE ESŐ VÖLGYÖN KERESZTÜL

ÉÉNy
NNO300
200
100
0DDK
SSE

100 0 100 500

JELMAGYARÁZAT

1. GRÁNIT
 2. DINAMOMETAMORFÓZIST SZENVEDETT GRÁNIT
 3. APLIT
 4. FILLIT CSOPORT
 5. JURA MÉSzkő
 6. PANNON
 7. LőSZ
 8. ALLUVIUM
 9. METASZOMATIKUS ÉRCESEDÉS

SZELVÉNY LOVÁSZHETÉNY-PUSZTAKISFALÚN KERESZTÜL

ÉÉNy
NNO300
200
100
0DDK
SSE

1. Profil à travers la vallée à l'E. de Ófalu.

2. Profil à travers Lovászhetény—Pusztakisfalu

- | | |
|---|-----------------------------------|
| 1. Granit | 5. Calcaire jurassique |
| 2. Granit qui a subi le dynamométamorphisme | 6. Pannonien |
| 3. Aplite | 7. Loess |
| 4. Groupe de phyllite | 8. Alluvion |
| | 9. Minéralisation métagénétique 3 |

1. Разрез через долину, находящуюся на восток от д. Óфалу.

2. Разрез через дд. Ловасгетень и Пустакишфалу.

- | | |
|--|-------------------------------|
| 1. Гранит | 5. Юрский известняк |
| 2. Гранит, потерпевший динамометаморфизм | 6. Паннон |
| 3. Аплит | 7. Лесс |
| 4. Филлитовая группа | 8. Аллювий |
| | 9. Метасоматическое оруднение |

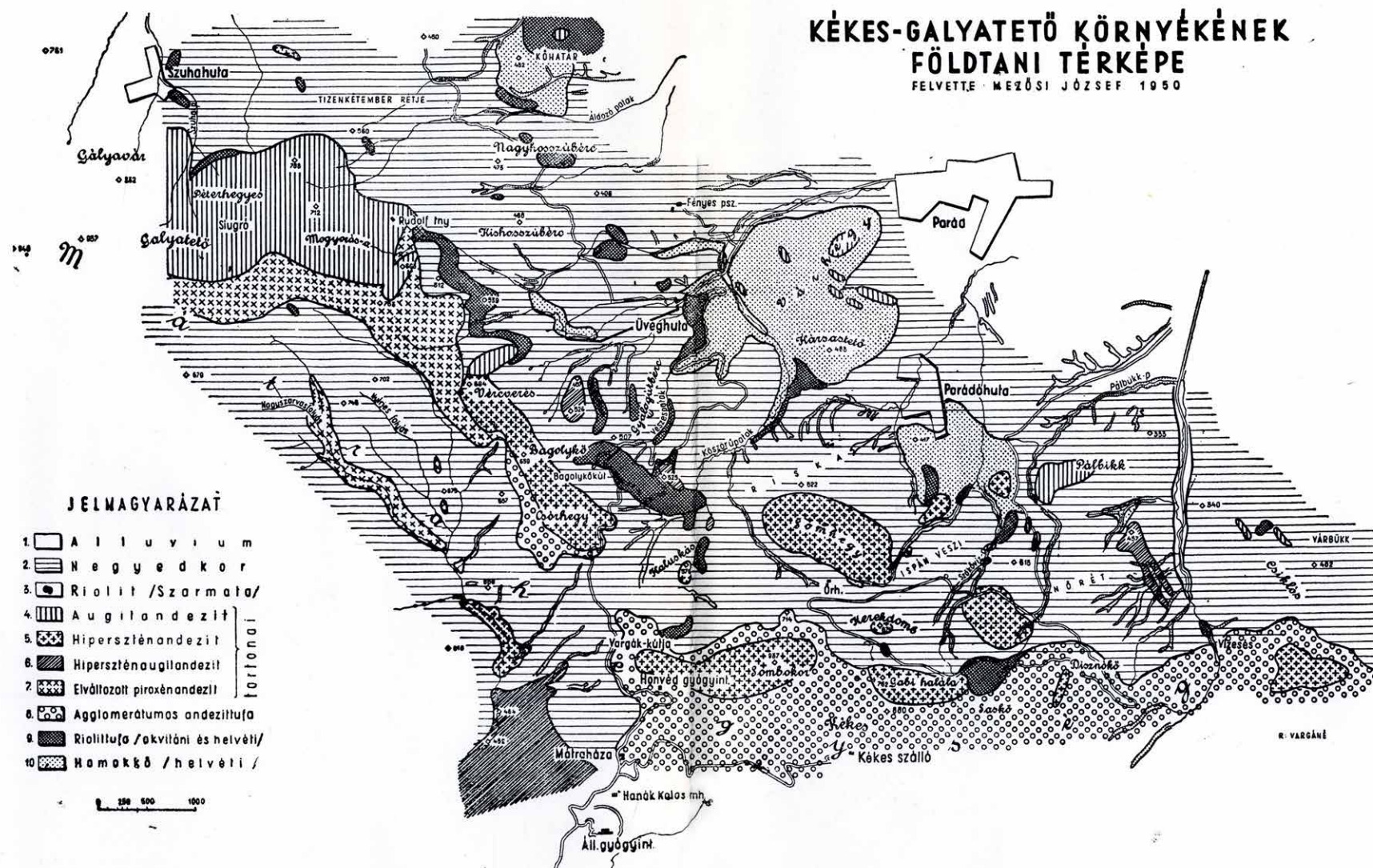
Conférences. L'assemblée Générale de l'Académie des Sciences a été le résultat d'un travail collectif. Là, E. VADÁSZ, membre de l'Académie, a fait une conférence sur «La recherche des ressources minérales de la Hongrie» (avec les interventions détaillées de VITÁLIS, MAJZON, SÜMEGHY, PANTÓ). A. I. VARENTZOFF, membre de l'Académie de l'U. R. S. S., a passé un long séjour entre nos géologues.

Le membre du personal a augmenté de 83 à 176 personnes. (On a employé 27 anciens travailleurs de l'Entreprise Nationale de l'Investigation et des Forages Profonds des Mines.) Cette augmentation de personnel assure également notre développement dans le domaine des spécialistes.

ОТЧЕТ ДИРЕКЦИИ ЗА 1950 Г.

Геологическое картографирование. Работы картографирования равнинных областей были продолжены в области между Дунаем и Тиссой. Здесь работали две группы под руководством Й. Шюмеги и И. Михалца. В связи с картографированием был составлен буровой разрез длиной в 150 и 120 км. В окрестности Будапешта картографировали Ф. Павай-Вайна и Э. Лендьел. В окрестности Эстергома Ф. Сентеш, а в районах Дорога и Токода Й. Мейзел провели геологические исследования. Горный край у озера Балатон с тектонической и углегеологической точек зрения изучал Т. Салаи. Торфоразведочная группа под руководством Л. Лукача и Л. Шенкенгела работала в области за Тиссой, а затем в окрестности Малого Балатона. Геологическое картографирование, связанное с разведкой на боксит, провели Л. Рейх, К. Барнабаш, Ф. Бенкё, Э. Гёбел, Ш. Яшко, Е. Носки мл. Изучением горногеологических условий рудного месторождения в д. Сабадбатьян занимался Й. Кишш. Радиологические исследования бассейна д. Комло исполнили Т. Салаи и А. Фёлдвари. В Токайских горах Б. Бем и А. Лиффа провели подробную геологическую съёмку. Э. Шерф работал в районах дд. Телкибанья и Кекед. З. Шретер, Б. Мауриц, Г. Панто и К. Балог картографировали и изучали осадочные и магматические породы восточной части гор Бюкк. В горах Матра Г. Панто и Й. Мезёши исполнили горногеологические исследования. В горах Веленце Б. Янчки проводил разведки на руды. Руководителем разведок на смешанные минералы, проведенных в Токайских горах, являлся Й. Фрич. Исследованием пещер занимались М. Рошка и О. Кадич. И. Венкович исполнил гидрогеологические работы в Кестхельских горах, а Л. Якуч в горах Бюкк. Дь. Хегедюш и К. Трегеле занимались разведкой разновидностей доломита, богатых магнием.

Внутренняя работа Института. Петрографическое Отделение исполнило исследование породных материалов, собранных в течение картографирования и разведки на сырьё. Петрографическая Лаборатория для осадочных пород занималась молодыми равнинными осадками. Лаборатория Глубоких Бурений исполнила стратиграфическую обработку бурений. Гидрологическое Отделение работало сообщаясь с Лабораторией Глубоких Бурений. Палеонтологическое Отделение наряду с обработкой фаун, исполнило также плановые задания. Химическая Лаборатория исполнила несколько сот анализов минеральных сырьев. Музей Института начал устро-



Carte géologique des environs de Kékes-Galyatető

Levé par J. Mezősi, 1950

1. Alluvion
2. Quaternaire
3. Rhyolithe (Sarmatien)
4. Andésite augitique. Tortonien
5. Andésite à hypersthène. Tortonien
6. Andésite augitique à hypersthène. Tortonien
7. Andésite pyroxénique altérée. Tortonien
8. Tuf andésitique à agglomérat
9. Tuf rhyolithique (Aquitaniens et Helvétien)
10. Grès. (Helvétien)

Геологическая карта окрестностей гор Кекеш и Гальатető

Составил: Йожеф Мезёши, 1950

1. Аллувий
2. Голоцен
3. Риолит (сармат)
4. Авгитовый андезит (тортон)
5. Гиперстеновый андезит (тортон)
6. Гиперстеново-авгитовый андезит (тортон)
7. Превращенный пироксеновый андезит (тортон)
8. Аггломеративный андезитовый туф
9. Риолитовый туф (аквитан и гельвет)
10. Песчаник (гельвет)

иство и учет коллекции, чтобы с целеустремленным сбором приготовить проект новой выставки.

Для несения углепромышленной геологической службы в значительных центрах угольной промышленности были организованы областные представительства.

Выпуски 1 и 3 тома XXXIX нашего Ежегодника, том III годового отчета за 1939—40 гг., как и том VIII *Geologica Hungarica*, *Series Geologica* были опубликованы. Приrost нашей библиотеки равен 2143 томам. Из этого числа уединичных работах имеются 793, а у периодиках 1350 томы. Обмен составил 54,8 %, покупка 20,1 %, а подарки 25 %.

Лекции. Результатом коллективной работы являлась Сессия Венгерской Академии Наук, в рамках которой академик Э. Вадас читал лекцию о вскрытии полезных ископаемых Венгрии (с подробными выступлениями Виталиша, Майзона, Шюмеги и Панто). Советский академик И. Варенцов провел долгое время в среди наших геологов.

Личный состав увеличился с 83 на 176 человек (27 трудящихся Н. Общ. для Горноразведки и Глубоких Бурений тоже были приняты). Это с профессиональной точки зрения укрепило Институт.

FÖLDTANI VIZSGÁLATOK AZ ÉSZAKBORSODI TRIÁSZBAN

(I. sz. melléklettel)

Irta: BALOGH KÁLMÁN

A Rudabányai-hegység újretérképezésével az északborsodi triász részletes földtani felvétele 1949-ben nagyjából elkészült, s csupán kisebb területek bejárása maradt 1950-re, Szöllőssardó és Aggtelek között, az Alsóhegyen, továbbá Becskeháza körzetében. Több rétegtani kérdés megoldása végett Szelcepuszta környezetében is aprólékos kövületgyűjtést kellett végezni.

Az egymástól távoli területrészek triász rétegsorai hasonló összetétel mellett elütő vonásokkal is rendelkeznek. Két szélső kifejlődés, a rudabányai és a gömöri fácies között az alsóhegyi—derenki vonulat kétségtelen átmenetként jelentkezik. A szöllőssardói rétegsor megítélését a kövületfeldolgozás befejeztéig függőben kell tartanunk.

A) RÉTEGTANI FELÉPÍTÉS

I. A triász képződmények

1. *Becskeháza környéke.* A becskeháza—bódvalenke—hídvégardói triász a Rudabányai-hegység végső nyúlványaihoz tartozik, rétegsora a rudabányaival megegyező. *Guttensteini mészkő és dolomit* ugyan csupán Tornaszentandrás és Bódvalenke között lép fel apró rögöcskében, az anizusi emelet magasabb részeit kitöltő világos mészkő és cukorszövetű dolomit azonban Becskeháza DK-i, K-i és É-i szomszédságában nagyobb — s a pannóniai fedőrétegek alatt bizonyára összefüggő — foltokban jelentkezik. Itteni kibúvási feltehetően egy összetört boltozat magját jelzik, amelynek szárnyaiban — K és Ny felől is — a ladini emelet erősen gyüredezett, szaruköves, szürke, olykor pirosfoltos mészkövei, itt-ott közbeiktató sötét agyagpalái helyezkednek el. Különösen igénybevettek a Hídvégardó—Bódvavendégi közötti ladini előfordulások. Az anizusinak vehető világos mészkő, valamint a ladini kőzetek egyéb felbukkanásai Bódvalenke K-i és DNY-i szomszédságában bizonyára az említett boltozat Ny-i szárnyára feltöltött pikkelyeknek felelnek meg, összefüggésük azonban a fiatalabb üledék-takaró miatt nehezen nyomozható. Kövületeket egyik rétegtag sem tartalmaz, beosztásuk közettani kifejlődésükön alapul.

2. *Szelcepuszta—Haragistya környéke.* A Bódvaszilastól Szögligeten és Szelcepusztán át a Haragistyaig húzódó fennsík rész a jósvavölgyi antiklinális É-i szárnyához tartozik. Világos (wettersteini) mészkő és világos, cukorszövetű (wettersteini) dolomit sokszor szeszélyesen összefonódó tömegei épí-

tik fel. A világos mészkőnek D-i, alsó-triással érintkező részéből még 1943-ban a ladini emelet jellemző mészalgaít (*Diplopora annulata* SCHAFF., *Teutloporrella herculea* STORP.) gyűjtöttem. Kiderítetlen maradt azonban az É-ibb mészkősávok és a világos dolomitok nagy részének hovatarozása. Az idei adatgyűjtés alapján ezek is ladini emeletbe sorolandók. Tehát a jósvavölgyi antiklinális mindkét szárnyában jól kifejezésre jut a ladini emelet kifejlődésének tiszta, szárazföldi szennyeződésektől mentes karbonát-jellege, amely a rudabányai szaruköves-agyagpalás ladini kifejlődéssel kifejezetten szembeállítható.

3. *Az alsóhegyi vonulat.* Az említett két szélső kifejlődés közötti átmenet eddig csupán a bódvarákói Osztramosról volt ismeretes. Ehhez hasonló átmeneti kifejlődést sikerült most az Alsóhegyről is kimutatnunk.

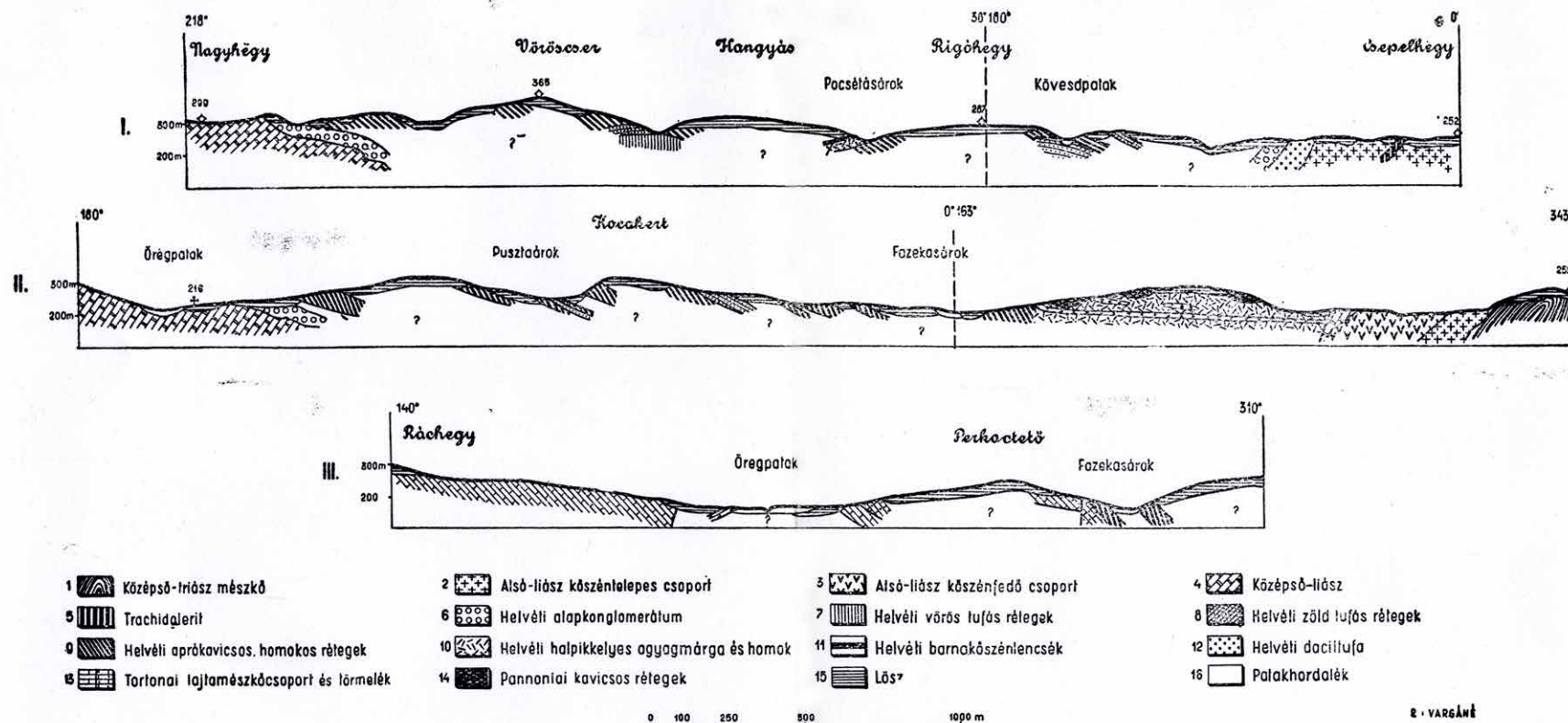
Az Alsóhegy K-i vége felé, Tornanádaska és az országhatár között (a 25 000-es térkép «n.Kaschau» felírásától É-ra) a lejtő alján É-i vagy ÉNy-i 30—40°-os dőléssel az alsó-anizusi emelet dolomittal váltakozó sötét mészkő rétegei bukkannak ki. Felettük csaknem Tornanádaskáig, sőt egyetlen kicsiny foltban a községtől NyDNy-ra is, a magasabb anizusi *Physoporella pauciforata* PIA-val igazolt, világosszínű, cukorszövetű dolomittal különösen alsó részében átszőtt, följebb tisztább mészkőve foglal helyet. Ennek fedőjében sötét és pirosas színű, szaruköves mészkő következik, amely K és Ny felé egyaránt «kiékelődik»; folytatása azonban — most már többnyire csak pirosas árnyalatú, keskeny-szaruköves mészkősáv formájában — a nádaskai Tapolca környékétől a község Ny-i szomszédságáig nyúlik; utóbbi helyen fekvőjében a cukorszövetű dolomit is jelen van. A Pasnyak- és Vecsemforrás között ismét felbukkan (itt kisebb kőfejtőkben fejtették is). Rétegei gyűrtek, általában meredeken állók. Bódvaszilastól É-ra, a ϕ 271 szomszédságától a Szádvárig és Derenk Ny-i környezetéig e képződmények szélesebb sávban követhetők. Derenknel többnyire kitűnően rétegzettek, rétegeiket barnáspiros agyaglevelek választják el; K felé tömegesebbek, s a fedőjükben lévő világos mészkővektől csupán tömöttebb szövetük, kagylós törésük és piros vagy barnás színű foltjaik révén különböznek. A bódvaszilás-derenkai sáv D felé a mélyebb triász képződmények pikkelyvonulatával szerkezetileg érintkezik, sőt Ny-on Derenk és Szádvár körül maga is több — seisi homokkősávokkal szétválasztott — pikkelyre bomlik. Itteni rétegei erősen gyüredeztettek, ami az erősen igénybevett kőzet márgásabb kifejlődése révén magától értődik.

Ebben a képződményösszletben — bár egyelőre őslénytani lelet nem bizonyítja — a rudabányai ladini alsó részének hasonló, bár lemezesebb mészkőveivel egyenértékű rétegetagot kell látnunk. Mint az Alsóhegy K-i részének szürke szaruköves mészkővei bizonyítják, ez a rétegcsoport a pelsőcárdó—szádvárborsai — reiflingi típusú — alsó-ladini mészkővel is összehasonlítható; a pirosas és a szürke, szaruköves mészkő keveredése révén pedig a két típus átmenete és egyenrangúsága is igazoltnak vehető.

Szaruköves rétegeinek korát a fedőjükben lévő világos mészkővek ősmaradványtársasága dönti el: u. i. Tornanádaskától Derenkig kb. 12 km hosszúságban, előbb egy korallokban és mészszivacsokban bővelkedő, vastagpados, világos zoogén mészkő, majd egy, *codiaceákat* és *dasykladaceákat*

VÁZLATOS SZELVÉNYEK AZ ÉK-I MECSEKBŐL

SZERKESZTETTE: IFJ. NOSZKY JENŐ



Profils esquissés de la partie de NE du Mecsek

Par J. Noszky jun.

1. Calcaire triasique moyen
2. Groupe à laies de houille, liassique inférieur
3. Groupe de toit de houille, liassique inférieur
4. Liassique moyen
5. Trachidolerite
6. Conglomerat de base helvétien
7. Couches helvétiennes à tuf rouge
8. Couches helvétiennes à tuf vert
9. Couches helvétiennes à graviers menus et à sable
10. Marne argileuse à écaille de poisson et sable helvétiens
11. Lentilles de houille brune helvétiennes
12. Tuf dacitique helvétien
13. Groupe de Leithakalk tortonien et détritiques
14. Couches caillouteuses pannoniennes
15. Loess
16. Alluvions de ruisseau

Схематические разрезы из северо-восточной части гор Мечек.

Составил: Ене Носки мл.

1. Средне-триасовый известняк
2. Нижне-лейасовая группа с залежью каменного угля
3. Нижне-лейасовая углекислотная группа
4. Средний лейас
5. Трахидолерит
6. Гельветский основной конгломерат
7. Гельветские красные туфовые слои
8. Гельветские зеленые туфовые слои
9. Гельветские мелкогравелистые, песчаные слои
10. Гельветский рухляк и песок с чешуями рыб
11. Гельветские буроголистые линзы
12. Гельветский дацитовый туф
13. Тортонская группа известняка Лейта и ее обломки
14. Паннонские гравелистые слои
15. Лесс
16. Нанос ручьев

(főleg *Teutloporella herculea* STOPP.-t, meg *Diploporella annulata* SCHAFF.-t) és foraminiferákat tartalmazó, világos algás mészkő települ rájuk. Kivételt csupán Nádaskától KÉK-re, a «n.Kaschau» felírástól É-ra találunk; az itteni szaruköves előfordulás É-i oldalán u. i. a physoporellás, dolomitos, anizusi mészkövek keskeny sávjában való megismétlődéséből egy roncsolt szinklinális-szárny jelenlétét állapíthatjuk meg, amely az É-abbra következő, nyirokkal borított részen átfutó szerkezeti vonal mentén szerkezeti érintkezik a magasabb ladini algás mészkövével. Elmozdulásokat e helytől NyDny-ra is valószínűnek tarthatunk (egyébként a szaruköves sáv csökkent vastagsága, meg-megszakadása nehezen értelmezhető); e mozgások azonban a két réteg-csoport határfelületén bekövetkezett egyszerű pikkelyeződésben nyilvánulhattak meg.

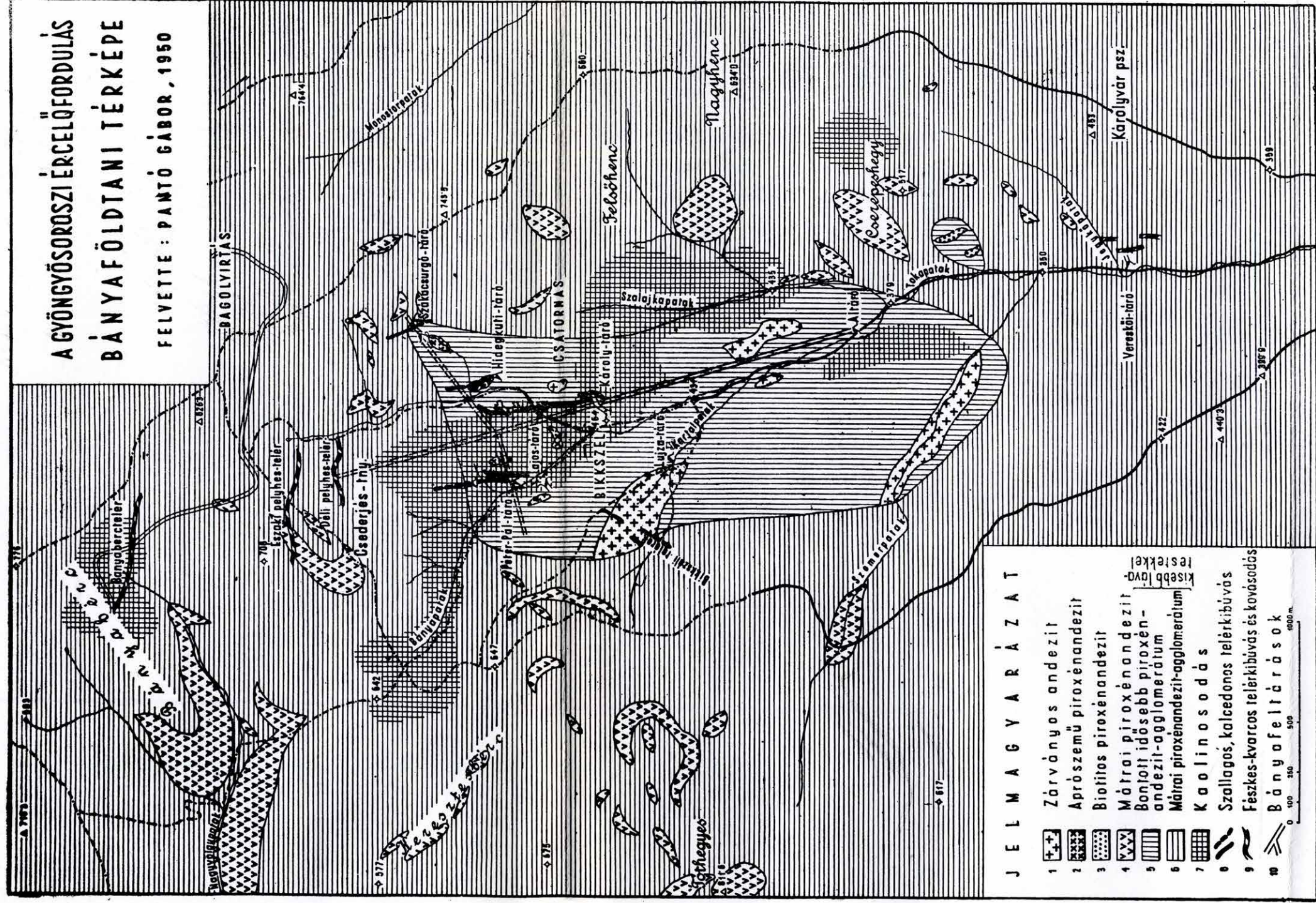
A szaruköves alsó-ladini az Élestető (Veliki strosz) K-i lábánál húzódó — a seisi homokkő felbukkanásával jellemzett — harántvölgy mentén megszűnik. A völgy Ny-i oldalán már csak nyomokban mutatható ki (piros foltok a világos mészkőben); az Élestető zömét algás mészkő alkotja. Nagy kérdés, vajjon pusztán hegységszerkezeti okokból állt-e elő ez a helyzet, avagy itt eredetileg is a vegyes fáciesnek a tiszta karbonátos kifejlődésbe való átmenetével van dolgunk. Az utóbbi esetben feltehető, hogy a hegységszerkezeti mozgást itt éppen a két kifejlődésterület érintkezésén elképzelhető «gyöngeségi öv» határozta meg előre. — Mindenesetre az Élestető, a Somos és a Bikkes vonulata, valamint a Mészhegy-vonulat K-i fele ladini algákkal jellemzett, világos, néha azonban szürkés mészkőből áll.

Az Alsóhegy ladini rétegsora tehát — a pelsőcardóihoz hasonlóan — világos színű, mészalgás szinttel zárul, mely felé az átmenet fokozatos. Szelcepuszta körzetében az egész ladini emeletet dolomit és algás mészkő tölti ki, az Alsóhegyen ennek alsó részét szaruköves mészkő helyettesíti. A szaruköves kifejlődés átmegy a Rudabányai-hegységbe is, kitölti az emelet alsó részét, a felső részét azonban itt már nem algás- vagy zátonymészkő, hanem a sötét palasorozat képviseli.

4. Szőlőszardó környéke. Az imolai Tobolyhegyen és Égerszögtől Dny-ra az alsó-triász kampili alemeletének lemezes mészkövei és agyagpalái is előbukkannak, s őket É felől a guttensteini mészkő- és dolomitrögök vonulata követi. E mélyebb triász tagok a tornakápolnai szinklinális visszahajló D-i szárnyának folytatását jelzik.

A szinklinális «husát» olykor dolomitos, világos mészkő alkotja (Pelinka, Tótvölgy), amelyben a máris bizonyos ladini emeleten kívül (*Daonella lommeli*, *Colospongia dubia*, algák) valószínűleg az anizusi emelet magasabb része is kimutatható lesz. Tehát a ladini emeletnek itt is tiszta karbonátos kifejlődésével van dolgunk.

A szőlőszardói rétegsor mélyebb része a kánói szőlőkben, a Magoshegytől Ny-ra feltárt cukorszövetű dolomitból és erre települő algás mészkőből áll, amelyek nyilván az anizusi emelet középső-felső részébe tartoznak. Jó darabon azután pannóniai kavics borítja a térszínt, s emiatt a Szőlőszardótól, illetve a Lászi-malomtól D-re felbukkanó magasabb szintekkel való kapcsolat nem nyomozható. Itt a \odot 295 ÉK-i, illetve a \odot 326 DK-i részen piros mészkő- és márgafoltokkal tarkított, tömött, vastagpados, világos



Carte géologique des gîtes métalliques
de Gyöngyösorosi

Levé par G. Pantó, 1950.

Légende :

1. Andésite à intercalations
2. Andésite pyroxénique à grains fins
3. Andésite pyroxénique à biotite
4. Andésite pyroxénique de Mátra
5. Agglomérat d'andésite pyroxénique, ancien, désagrégé à corps de lave mineurs
6. Agglomérat d'andésite pyroxénique de Mátra à corps de lave mineurs
7. Kaolinisation
8. Affleurement de filon en bande, à calcédone
9. Affleurement de filon en cocarde, à quartz, et silicification
10. Affleurements des mines

Горногеологическая карта рудного месторождения
д. Дьёндьёшороси.

Составил: Габор Панто, 1950

Легенда

1. Андезит с вкрапленниками
2. Мелкозернистый пироксеновый андезит
3. Бiotитовый пироксеновый андезит
4. Пироксеновый андезит Матры
5. Расчепленный древний пироксеново-андезитовый агglomerат с небольшими штоками лавы
6. Пироксеново-андезитовый агglomerат Матры с небольшими штоками лавы
7. Каолинизация
8. Ленточный, хальцедоновый выход жилы
9. Гнездово-кварцевый выход жилы и окремнение
10. Рудничные вскрытия

mészke van, amely közettani képe alapján az alsóhegyi alsó-ladininak vett mészkövekkel elég jól egybevág, itt-ott szarukövet is tartalmaz. Már PÁLFY egész sor *Halobiát* közölt ebből a mészkőből, meghatározásai azonban bizonytalanok. A saját gyűjtéséből származó, jömegtartású halobiákat az eddig ismert fajok egyikével sem sikerült azonosítanom. Ennek következtében a szőlősdarói pirosfoltos mészkő kora függőben maradt.

Ugyanezt mondhatjuk a pirosfoltos mészkő fedőjében lévő — a ϕ 326 É-i oldalát felépítő — szaruköves, szürke mészmárgákról és mészkövekről. Ezeknek a községtől DK-re, az országút mellett lévő feltárásaiban az alsó-karni *Halobia cassiana* MOJS.-hoz igen hasonló, de mégis más halobiák lumasellái figyelhetők meg. Meghatározásunk összehasonlító anyag hiányában tehát csak bizonytalan rétegtani útbaigazítást nyújt. Jelenleg csupán annyi állítható, hogy a szürke szaruköves csoport fiatalabb a pirosfoltos mészkőnél és valószínűleg a rudabányai palacsoporttal párhuzamosítható.

Szőlősdaró és Alsótelekes között a pannóniai fedőrétegek alól kisebb-nagyobb mezozói rögök bukkannak fel, amelyek a kampili paláktól kezdve a ladini emeletig bezárólag a triász legkülönbözőbb tagjait képviselik.

II. A harmadidőszaki képződmények

A triász alaphegység peremére általában az alsó-pannóniai emeletnek legalul helyenként földes-fás barnaköszéntelegeket is tartalmazó, agyag-, homok- és kavicsrétegei transzgredálnak, s takarják el a mélyebbre zökkent triász rögöket. Idősebb harmadidőszaki rétegek kisebb röge mindössze Égerszög D-i oldalán ismeretes; az itteni világos barnás, osztreas mészkő talán az eocén lepusztulási maradványa.

A pannóniai előfordulások közül legérdekesebb a bódvavölgyi. A Felső-Bódvamedence D-i részében eddig telepített mélyfúrások (5—9 m) alluvium alatt Perkupán, Bódvárakón, a szögligeti gabbró-kibúvás közelében, sőt innen Bódvárakó felé a völgy közepén is közvetlenül az alaphegységbe jutottak. Meglepetésszerű volt tehát, hogy mindössze 2 km-rel odább, a torna-szentandrás iparvágány bódvahídja mellett létesített *Bódvaszilas I.*, valamint az innen 2 km-re ÉÉK-re telepített *Komjáti I.* jelű fúrás csak vastagabb és barnaköszéntartalmú pannon üledék alatt érték el az alaphegységet. *Bódvaszilas I.* a 92 m vastag pannóniai üledéksorban 5 telepet tárt fel 1,00 m, 0,15 m, 5,30 m, 3,52 m és 0,78 m vastagságban, az alaphegységet itt ladini palák képviselték. *Komjáti I.* ellenben csak kb. 180 m vastagságú pannóniai rétegsor átfúrása után jutott az alaphegységet jelentő, s a bódvárakóihoz hasonló gabbróba, miután 92—141 m mélység közt 6 barnaköszénteletet harántolt 7,10 m, 1,00 m, 1,00 m, 10,00 m, 2,00 m és 3,00 m vastagságban. Utóbbi helyen a gabbró fölött mintegy 12 m vastagságú szárazföldi tarka agyag foglal helyet. A fúrási magok szerint a telepek kibillent helyzetűek.

Az alaphegység felszínének t. sz. f. magassága a Bódvaszilas I. sz. fúrásban + 68 m, a Komjáti I. sz. fúrásban ellenben — 17 m. Ezt az Alsó-hegy 500 m-es vagy az Osztramos 380 m-es t. sz. f. magasságával összehasonlítva, a Kanyapta-medencéhez csatlakozó Felső-Bódvamedencében az alaphegységnek tetemes, pannóniai korú lesüllyedését állapíthatjuk meg.

B) HEGYSÉGSZERKEZETI JELLEG

A becskeháza—hídvégardói triász elrendeződése alapján egy nagyobb-méretű boltozat ismerhető fel. Bódvalenke felé a szerkezeti összefüggést a pannóniai fedőrétegek miatt tovább követni nem lehet; valószínű, hogy a hellyel-közzel kibukkanó triász rögöket csapásmenti (ÉÉK—DDNy-i irányú), fiatal, részben már pannon-utáni vetők határolják.

Fiatal vetők szegélyezik a Felső-Bódvamedencét is, ezt az idézett fúrási adatokon kívül Eötvös-inga mérések alapján számított, és az Alsó-hegy meg az Osztramos mentén mutatkozó nagy grádiens-értékek is alátámasztják.

Az Alsóhegyen megállapítható, kisebb feltolódásokkal párosuló rétegteknő a triász alaphegység kréta-időszaki hegységképződésének eredménye. KÉK-nek hajló csapásvonala az általános gömői csapásba illeszkedik. Derenk környékének szerkezetével már másutt foglalkoztam.

Az Égerszögtől Ny-ra eső alaphegység-részlet az aggtelek—tornakápolnai rétegteknő ellenszárnyának felel meg. A szőlőszardó—alsótelekesi, részben pannonnal takart triász-rögök a gömői és rudabányai triászvonulatok rétegtani és szerkezeti egymásbasimulását, különböző szerkezeti irányok küzdelmét mutatják. Ez magyarázza a terület összetörtségét is, amelynek kialakításában a fiatalabb elmozdulásoknak a másjellegű, idősebb vezérvonalakon való felelevenedése is szerepet játszott.

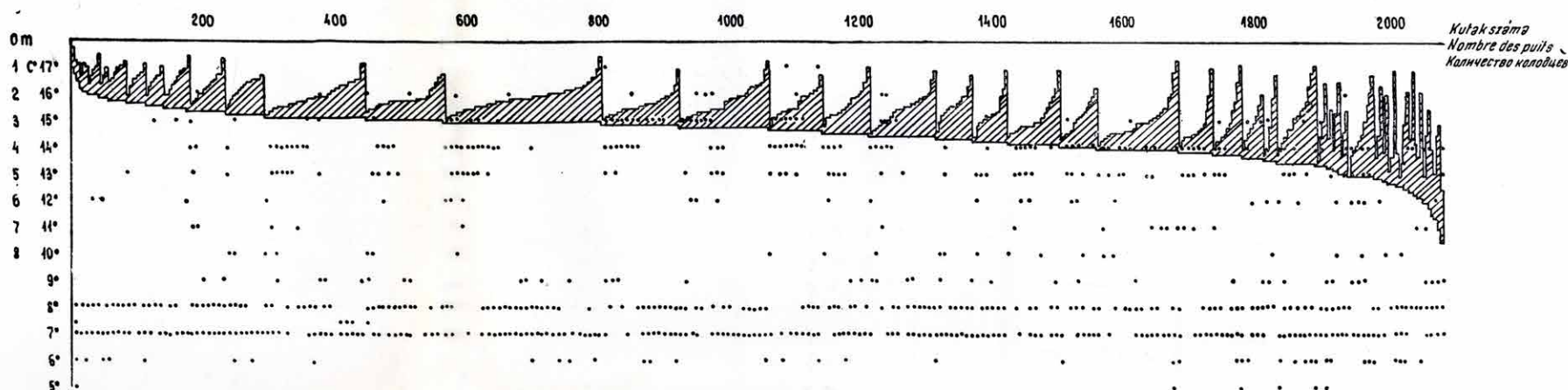
RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LE TRIASIQUE DE LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU DÉPARTEMENT DE BORSOD

Par K. BALOGH

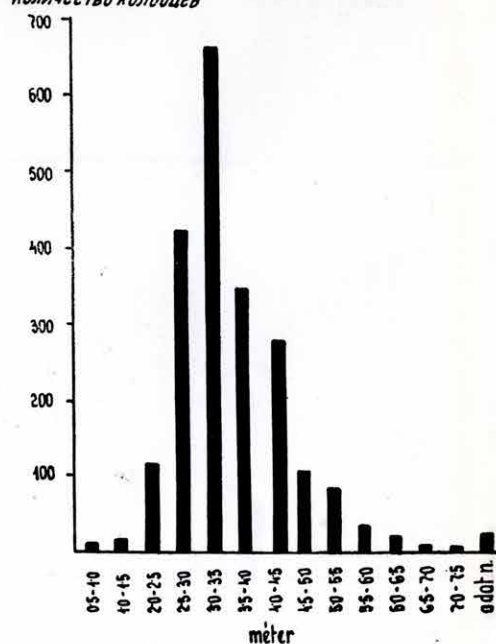
Le travail contient l'étude géologique des territoires qui sont restés en dehors du relevé détaillé de la montagne de Rudabánya et du Karst de Gömör.

Les environs de Becskeháza: C'est la continuation immédiate de la montagne de Rudabánya, à structure stratigraphique et tectonique semblables. *Les environs de Szelcepuszta-Haragistya:* ils appartiennent à l'aile septentrionale de l'anticlinal de la vallée de Jósza. A l'aide des Dasycladacées recueillies, l'on a constaté que les calcaires «de Wetterstein» et les dolomies de cette région sont d'âge ladinien. On a supporté, au moyen de preuves stratigraphiques indubitables que *la chaîne de Alsóhegy* a un caractère de transition entre le faciès carbonatique pur du Karst de Gömör-Torna et celui à cornéennes et à schiste argileux de la montagne de Rudabánya. La série du Alsóhegy est formé par le calcaire et la dolomie de Guttenstein, par le calcaire et la dolomie de Wetterstein à Physoporella, par le calcaire à cornéenne gris et rougâtre, puis par le calcaire de Wetterstein zoogène et phytogène. A la partie occidentale du Alsóhegy — de Bódvaszilas à Derenk — l'horizon à cornéenne de l'étage ladinienne peut être suivi à l'aide des cornéennes rouges et des modules et taches argileux qui se présentent dans le calcaire de Wetterstein à bancs

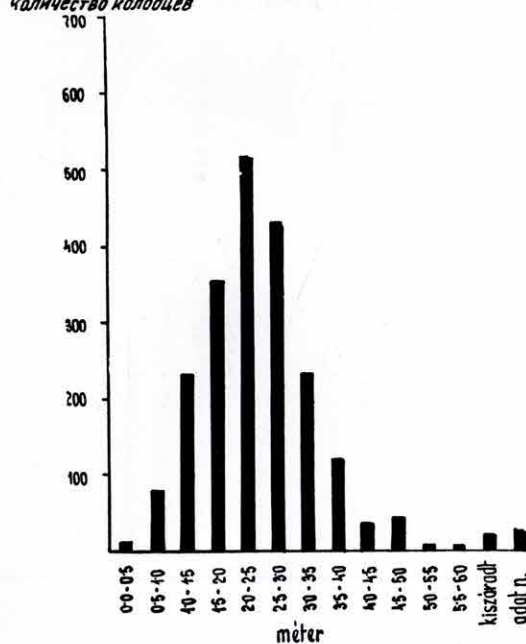
Kiskunhalas külterületi kútjainak adatai.
Données des puits du banlieu de Kiskunhalas.
Данные пригородных колодцев г. Кискунгалаш.



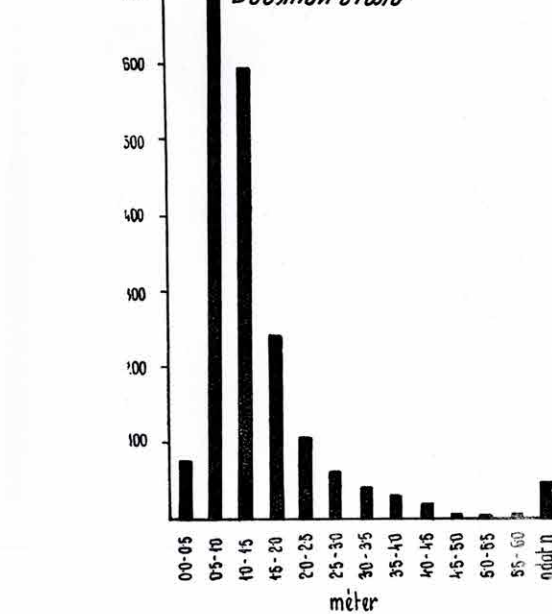
Kütmélység
Profondeur de puits
Глубина колодцев



Vízszint
Niveau de l'eau
Уровень воды



Vízszint
Colonne d'eau
Водяной столб



Felvette: Szolnoki S. 1950. VII.

Kütmélység
Profondeur de puits
Глубина колодцев

Vízszint
Colonne d'eau
Водяной столб

Hőmérséklet
Température
Температура

épais. Au contraire, les calcaires à cornéennes des parties orientales sont, pour la plupart bien stratifiés. *Les environs de Szöllősdó*: appartiennent à l'anticlinal qui s'annexe du Sud au synclinal de Tornakápolna de Aggtelek, avec l'occurrence commune des types de roche des faciès de Gömör et Rudabánya.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В СЕВЕРО-БОРШОДСКОМ ТРИАСЕ

Калман Балог

Настоящая статья содержит результаты геологического исследования территорий, которые в течение подробного новокартографирования Рудабаньских гор и Гемерского карста до сих пор были пропущены.

Окрестность д. Бечкехаза является непосредственным продолжением Рудабаньских гор, с подобным стратиграфическим строением и структурой. Окрестность дд. Селцепуста и Гарагиштья относится к северному крылу антиклинали долины Йошва. При помощи собранных известковых альг (*Dasycladaceae*) было установлено, что здешние веттерштейнские известняки и доломиты имеют ладинский возраст. Переходный характер гряды горы Альшохедь между чисто карбонатной фацией гемер-торнаского карста и роговиковой, глинисто-сланцевой фацией Рудабаньских гор получил несомненное стратиграфическое подтверждение. Свита горы Альшохедь состоит из гуттенштейнского известняка и доломита, физопореллового веттерштейнского известняка и доломита, серого и красноватого роговикового ладинского известняка, а затем из зоогенового и фитогенового веттерштейнского известняка. В западной части горы Альшохедь — от Бодвасиаша до Деренка — роговиковый горизонт ладинского яруса прослеживается при помощи красных роговиков и глинистых клубней и пятен, появляющихся в толстослоистом веттерштейнском известняке. В противоположность этому роговиковые известняки восточных участков в большинстве случаев хорошо напластованы. Окрестность д. Сёллешардо относится к антиклинали, присоединяющейся с юга к синклинали Аггтелек-Торнакаполна, с совместным появлением породных типов гёмёрской и рудабаньской фаций.



9-12 m



6-9 m.

3-6 m

1-3 m.

 1 m.-nél sekélyebb
Moins de 1 m. «
Менше 1 м.

REGÉC—FONY- ÉS MOGYORÓSKA-KÖRNYÉKI VASÉRCUTATÁSOK

(II. sz. melléklettel)

Irta: BEM BELOSZLÁV

A terület földtani felépítése

A kutatási területen a következő képződmények fordulnak elő:

1. *Zöldkövesedett piroxénandezit (törtónai)*. Zöld vagy zöldesszürke, néhol vörhenyes. Egyes részei kaolinosodtak vagy kaolinba mennek át (Kisbekecs mellett, Regéctől K-re az országút mellett, Mogyoróskán), máshol kvarcteléreket és piritbehintést tartalmaznak (Regéctől K-re és D-re).

2. *Riolittufa*. Fehér, vagy kissé sárgás, több helyen elkovásodott vagy kvarcosodott. Elkovásodott fajtáját a fonyi-völgyben, a regéci réten és Mogyoróska környékén találjuk. Gyakori okkeresedése és limonitosodása utóvulkáni működésre vezethető vissza.

3. *Riolit*. A területen csak É-on a Nagypatak felső részén és Regéctől K-re bukkan ki a felszínre. Mindkét helyen a zöldkövesedett piroxénandezitet törte át. Szürkésfehér vagy vörhenyes, kvarccal és ortoklással. A riolit általában fiatalabb a riolittufánál, azt áttörve lép felszínre.

4. *Fiatal piroxénandezit*. Változatos kifejlődésű piroxént, amfibolt vagy biotitot tartalmaz. A területen két fajtáját különböztethetjük meg: 1. változó alkotású piroxénandezit, amely Ny-on és D-en nagy területet foglal el és 2. fiatalabb sötétszürke piroxénandezitet, amely a kiemelkedő csúcsokat építi fel és valószínűleg már pannont képvisel.

5. *Biotit-amfibol-dacit*. Ez az erupció csak a regéci Várhegyen és attól D-re található. Ott áttörte a riolittufát, ill. K-i részén a piroxénandezitet is elborította.

6. *Pleisztocén*. A nyirok alól, különösen a Szárkő és Nagybekecs között, kavics bukkan ki a felszínre és magasabb terraszokat képez. Löss több helyen látható, gyakran észrevétlenül nyirokba megy át.

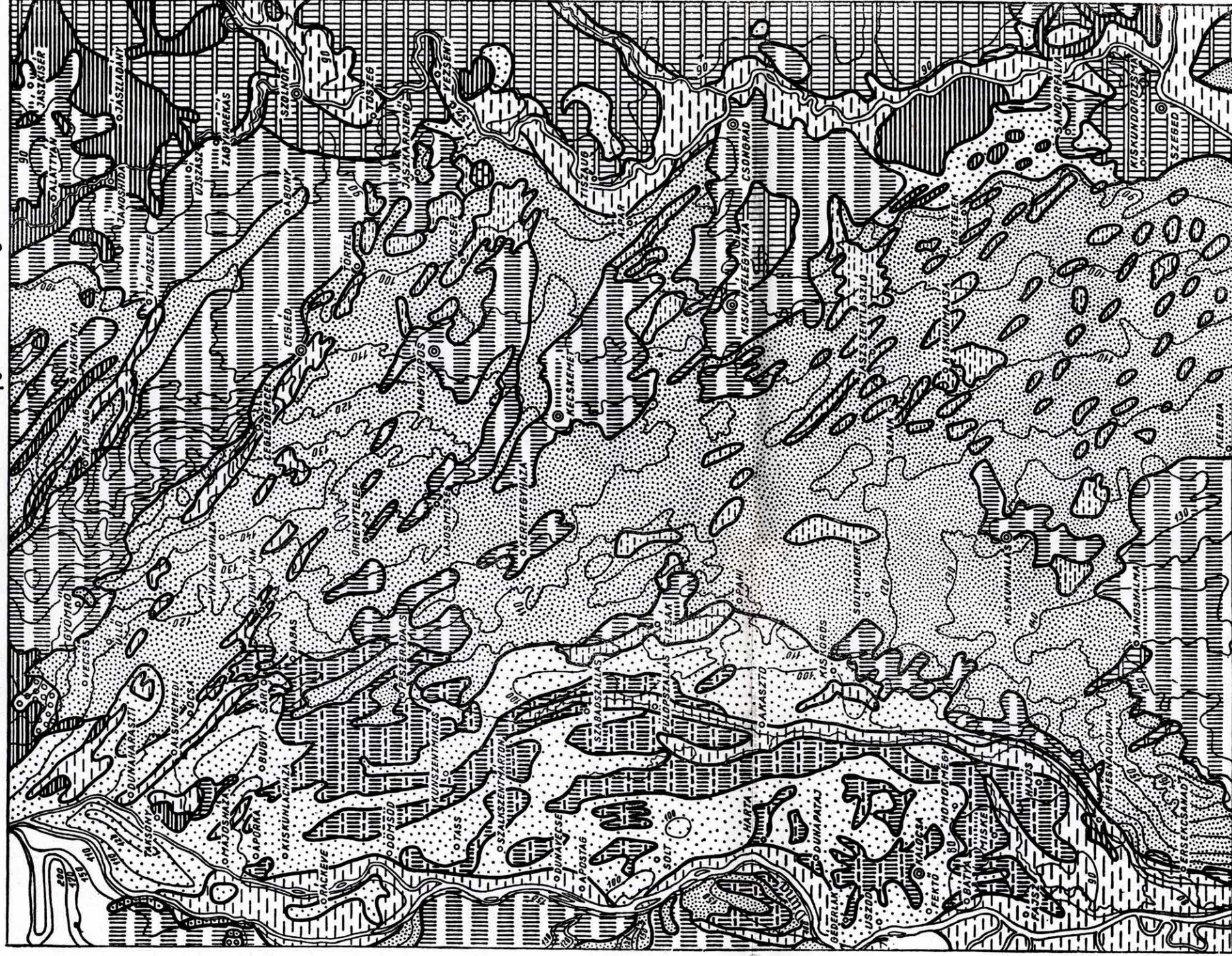
7. *Allúvium*. Többnyire sötétszínű agyagból áll és legömbölyített patak-hordalékot tartalmaz.

Vasércutató

A területen felszíni vasérces indikációk és kisebb méretű vasokkerkutatás nyomain kutatóaknak mélyítésével vasérckutató indult. Regécen a Szárkő és Nagybekecs között 112, Fonyon a Szárkő és Gergelyhegy között 37,

A DUNA-TISZA KÖZÉNEK FÖLDTANI VÁZLATA

Az 1950-évi Sümeghy - Mihályz felvétel alapján kicsinyítve és összevonva



Esquisse géologique de l'Entre-deux-fleuves Danube-Tisza
Sur la base du levé géologique de Sümeghy—Mihályz de 1950,
réduite et abrégée

Holocène

1. Terre d'inflation.
2. Argile rhétienne
3. Sable mouvant
4. Vase calcaire
5. Calcaire rhétien
6. Vase à loess

Pleistocène

7. Sable mouvant.
8. Loess
9. Loess d'infusion
10. Argile bigarrée
11. Gravier levantin.
12. Sable et argile pannoniens

Геологический очерк области между Дунаем и Тиссой
Уменьшен и сосредоточен на основании съемки
Шюмеги—Михалца, 1950

Голоцен

1. Аллювий
2. Луговая глина
3. Сыпучий песок
4. Известковый ил
5. Луговой известняк
6. Лесовый ил

Плейстоцен

7. Сыпучий песок
8. Лесс
9. Инфузионный лесс
10. Пестрая глина
11. Плиоцен
12. Левантский песок и глина

ezenkívül Mogyoróska környékén 5 aknát mélyítettünk le. Ezek legtöbbje kis mélységben, az andezit vagy andezittufa felszínén vasokkerrel, ill. kérges limonittal impregnált breccsát tárt fel. A tiszta vasokker vagy kérges limonit-felhalmozódások aránylag kis területre terjedtek ki, az impregnációk vas-tartalma pedig rendkívül szeszélyesen változott.

A területen vetődési vonalak pontosan nem nyomozhatók ki. Uralkodó törésirány az É—D-i. A vulkáni képződményeket is ilyen irányú vetődések járták át. Általánosságban ezt az irányt követi a regéci-fonyi és mogyoróskai vasérc megjelenése is. Az É—D-i csapásirány megegyezik a hegység csapás-vonalával (Gergely- és Szárkőhegyek). A miocén kori vulkanizmus ideje alatt az említett É—D-i irányú rendszerhez ÉÉK—DDNy-i és ÉÉNy—DDK-i törések csatlakoztak. Az előbbieket a fonyi és korláti hidrokvarcitok, az utóbbiakat pedig a nagybekecsi kaolinosodott piroxénandezit, valamint a zöldkövesedett andezitben észlelhető ércelérek lefutása igazolja.

A kutatási területen a harmadkori vulkáni kitérősek már a történelmi korban megindultak és rövidebb-hosszabb megszakításokkal a szarmata végéig, illetve a pannon közepéig tartottak. E néhány hosszabb szünetben és a kitérősek befejezése után is intenzív utóvulkáni működések játszódtak le. A mélyből kovasavas és ferrooxidot tartalmazó oldatok, magas hőmérsékletű vulkáni gőzök és gázok törtek fel és a kőzeteket a törésvonalak mentén (É—D irányú) ércel impregnálták. A vonulatokban a dúsabban impregnált szakaszok (regéci kutatások középső része) vasban szegényebb (fonyi kutatások É-i és középső része) vagy egész meddő zónákkal (regéci—fonyi kutatások D-i része) váltakoznak.

A törésvonalak mentén, ahol a mélyből kiszivárgó víz a szulfidos ércet hosszú idők folyamán elbontotta, okkeresedés jött létre (Mogyoróska).

Az ércesedési folyamatok a kutatási területen különösen az első, legidősebb piroxénandezit fázissal kapcsolatban zajlottak le. (Zöldkövesedés, kovásodás, kvarcosodás, kaolinosodás és piritkiválás). Piritkiválás különösen a fonyi és regéci D-i részen észlelhető.

LES RECHERCHES DE MINERAL DE FER DES ENVIRONS DE REGÉC—FONY ET MOGYORÓSKA

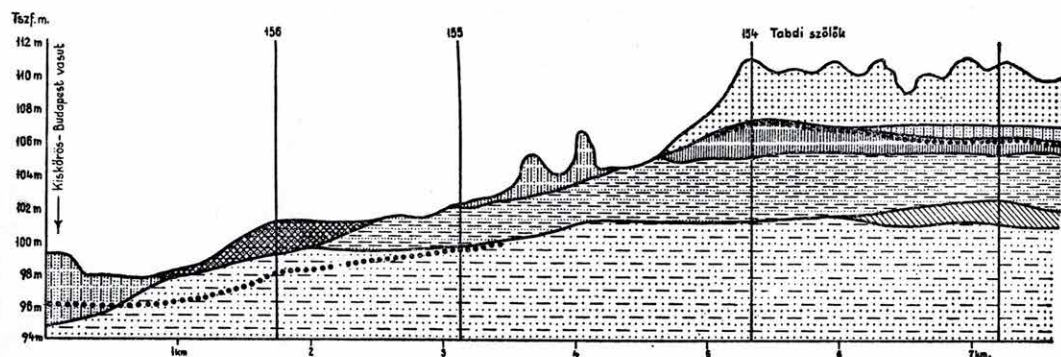
Par B. BEM

Au territoire bâti d'andésite et rhyolithes d'âge divers et de leurs tufs, on a commencé, sur la base de vestiges d'ocre de la surface, la recherche de minerais de fer. Au cours de la recherche, après avoir foré plusieurs puits, on a constaté que l'amasement d'ocre provenait de l'andésite richement impregnée de pyrite ou du tuf andésitique respectivement. L'ocre de fer se présente surtout en imprégnation et ses amasements purs sont relativement assez petits.

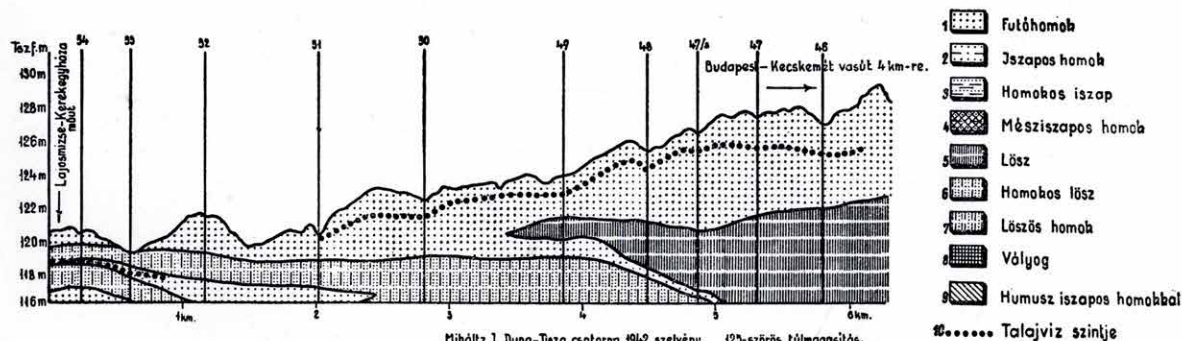
РАЗВЕДКИ НА ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ В РАЙОНАХ ДД. РЕГЕЦ, ФОНЬ И МОДЬОРОШКА

Болеслав Бем

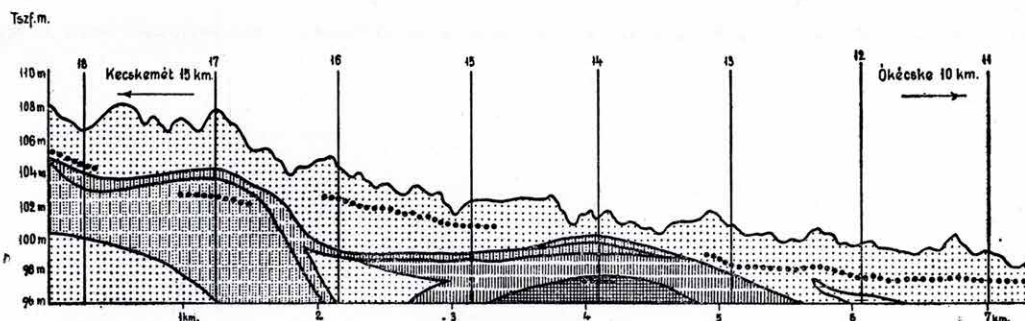
На данной территории, построенной разновидностями андезита и риолита различного возраста, как и их туфами, на основании поверхностных следов охры была начата разведка на железные руды. При помощи углубления большого числа шахт в течение разведки было установлено, что скопление охры происходит из андезита, богато пропитанного пиритом, как и из андезитового туфа. Железная охра главным образом появляется в виде импрегнаций, ее чистые скопления имеют сравнительно небольшие размеры.



Sümeghy 3. 1960. szelvény 125-szörös túlmagyasítás.



Mihályi J. Duna-Tisza csatorna 1942. szelvény. 123-szörös túlmagyasítás.



Mihályi J. Duna-Tisza csatorna 1942. szelvény. 125-szörös túlmagyasítás.

1. Sable mouvant
2. Sable vaseux
3. Vase sableuse
4. Sable à vase calcaire
5. Loess
6. Loess sableux
7. Sable à loess
8. Argile sèche
9. Humus à sable vaseux
10. Niveau de l'eau souterraine

1. Сыпучий песок
2. Илистый песок
3. Песчаный ил
4. Песок с известковым илом
5. Лесс
6. Песчаный лесс
7. Лессовый песок
8. Саман
9. Гумус с илистым песком
10. Уровень грунтовой воды

KOMLÓSKA KÖRNYÉKÉNEK BÁNYAFÖLDTANI VISZONYAI

(III. sz. melléklettel)

Írta: BEM BOLESZLÁV

1950. november 16-tól december hó 13-ig bánya földtani felvételt végeztem a komlóska-környéki érces területen. Feladatom a terület részletes földtani térképezése és a kvarctelér vonulat nyomozása volt.

I. Földtani felépítés

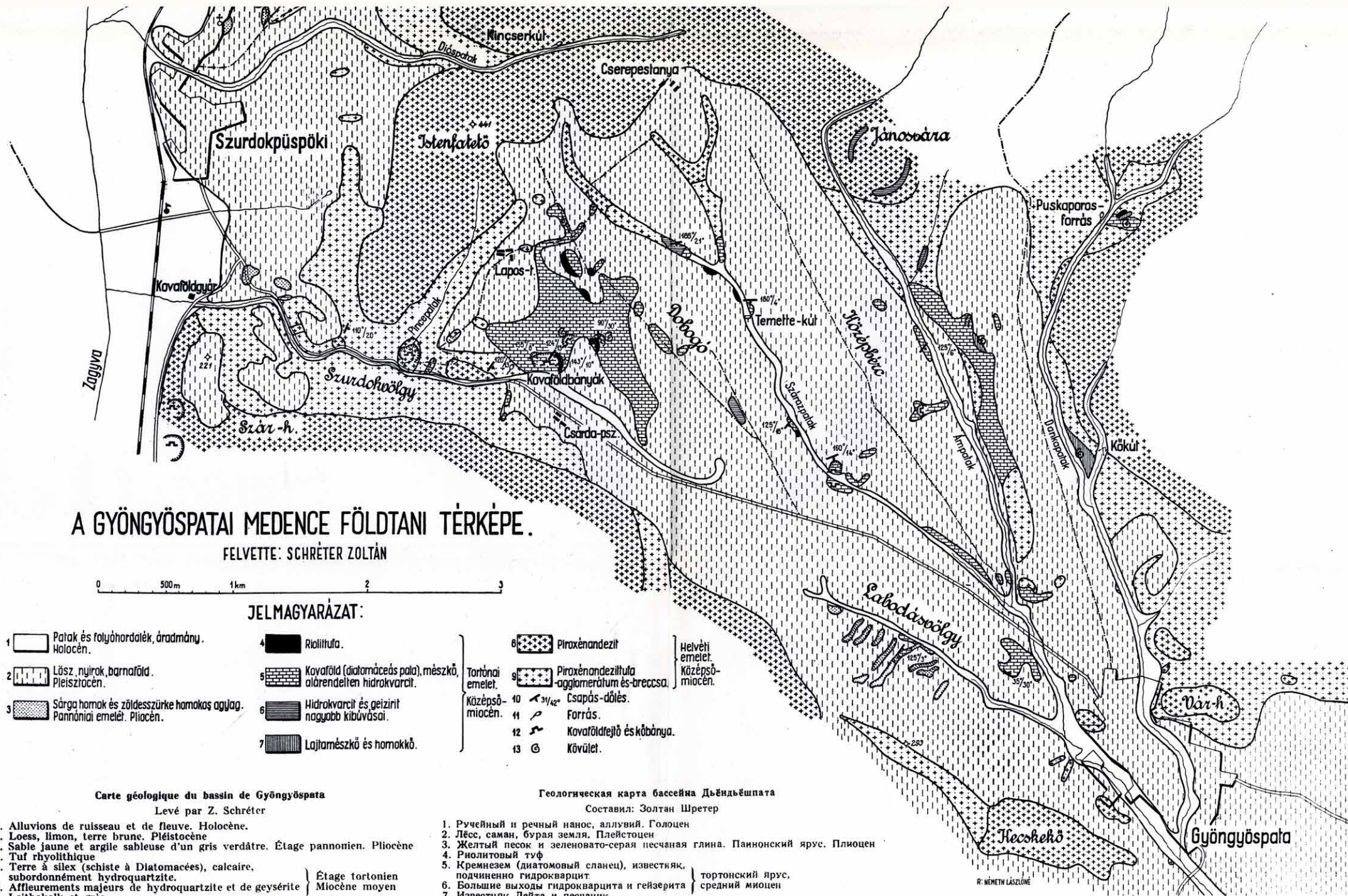
1. *Zöldkövesedett (propilitesedett) piroxénandezit.* Ez a terület legrégebb vulkáni képződménye. Az eredetileg piroxéntartalmú, fekete, friss andezit (pl. Középdomb ÉNy-i oldala, Barlang- és Somlópatak) utóvulkáni hatásokra zöldessé és zöldesszürkévé alakult át (pl. a Komlóskapatak mindkét oldalán és a Hollóspatak). A zöldkövesedett és elkovásodott módosulat több helyen piritbehintést, vagy (pl. Hollós-, Barlang- és Somlópatakokban) ércteléreket tartalmaz (pl. Bolháshegy lejtőjén). A zöldkövesedett andezit Komlóska környékén nagy kiterjedésben és vastagságban fordul elő. Padjai 320—345/60—80° dőlésűek.

2. *Riolittufa.* A Papáj—Hollóshegy és Komlóskapatak között elterülő dombos vidéket nagy kiterjedésben és vastagságban riolittufa borítja. Sárgás-fehér, többnyire laza, néhol kemény, kötöttebb. Törésvonalak mentén (pl. a Hollóshegy ÉNy-i oldalán) a riolittufa kaolinosodott és alunitosodott.

3. *Piroxénandezittufa.* Csak egy helyen, a Pusztavár Ny-i oldalán a patak völgyben közvetlenül a riolittufa fedőjében bukkan ki a felszínre. Dőlése D felé 10°-os.

4. *Fiatal piroxénandezit.* A tárgyalt területen két piroxénandezit vonulat húzódik keresztül. A nyugati vonulat a Barlang—Tölgyesbérc—Bolhás—Pusztavár-on át ÉÉNy—DDK-i irányban húzódik. A jóval nagyobb K-i vonulat szintén ÉÉNy—DDK-i irányú, északon a Mogyorós-tetőn kezdődik s a Hosszú-, Borz-, Nagypapáj- és Hollóshegy tömegében folytatódik, majd D-re a Darnóhegy felé talál kapcsolatot. A piroxénandezit mindenütt a zöldkövesedett andezit és riolittufa fedőjében fordul elő, így a riolittufánál fiatalabb — pannóniai korú.

5. *Nyirok (pleisztocén).* A terület nagy részén borítja a vulkáni képződményeket.



A GYÖNGYÖSPATAI MEDENCE FÖLDTANI TÉRKÉPE.

FELVETTE: SCHRETER ZOLTÁN

0 500m 1km 2 3

JELMAGYARÁZAT:

- | | | | |
|---|--|--|---------------------------------------|
| 1. Patak és folyóhordalék, áradmány.
Holocén. | 4. Riolitufa. | 8. Piroxénandezit | } Helvétii emelet.
Középső-miocén. |
| 2. Löss, nyírok, barnaföld.
Pleistocén. | 5. Kovaföld (diatomáceás pala), mészkő,
alarendelten hidrokarbit. | 9. Piroxénandezit-tufa
agglomerátum és breccsa. | |
| 3. Sárga homok és zöldesszürke homokos agyag.
Pannóniai emelet. Pliocén. | 6. Hidrokarbit és geizirit
nagyobb kibúvásai. | 10. Csapás-dőlés. | } tortonai emelet.
Középső-miocén. |
| | 7. Lajtamészkő és homokkő. | 11. Forrás. | |
| | | 12. Kovaföldfejtő és kőbánya. | |
| | | 13. Kőület. | |

Carte géologique du bassin de Gyöngyöspata

Levé par Z. Schréter

- Alluvions de ruisseau et de fleuve. Holocène.
- Löss, limon, terre brune. Pléistocène
- Sable jaune et argile sableuse d'un gris verdâtre. Étage pannonien. Pliocène
- Tuf rhyolithique
- Terre à silex (schiste à Diatomacées), calcaire, subordonnément hydroquartzite. } Étage tortonien
- Affleurements majeurs de hydroquartzite et de geysérite. } Miocène moyen
- Leithakalk et grès
- Andésite pyroxénique
- Tuf agglomérat et brèche d'andésite pyroxénique. } Étage helvétien. Miocène moyen
- Direction et inclinaison des couches
- Source
- Mine de terre à silex et carrière
- Fossile

Геологическая карта бассейна Дьёндьёшпата

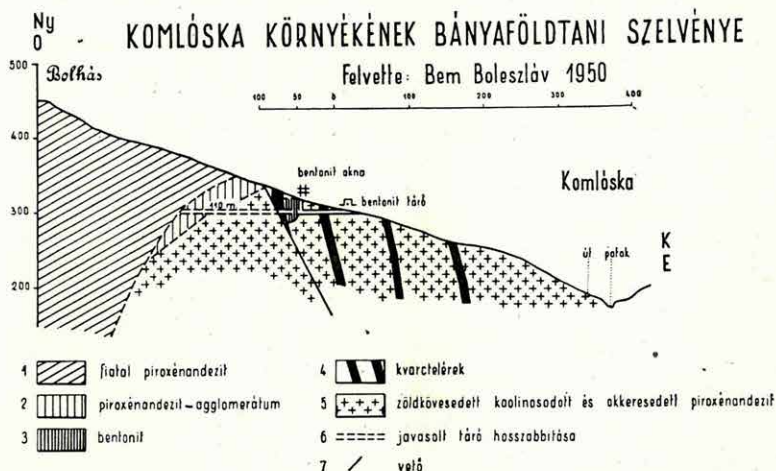
Составил: Золтан Шрёттер

- Ручейный и речной нанос, аллювий. Голоцен
- Лöss, саман, бурая земля. Плейстоцен
- Желтый песок и зеленовато-серая песчаная глина. Паймонский ярус. Плиоцен
- Риолитовый туф
- Кремнезем (диатомовый сланец), известняк, подчиненно гидрокарбонат. } тортонский ярус,
- Большие выходы гидрокарбоната и геизерита. } средний миоцен
- Известняк Лейта и песчаник
- Пироксеновый андезит
- Пироксеново-андезитовый туф, аггломерат и брекчия. } гельветский ярус, средний миоцен
- Простирание, падение
- Источник
- Рудник кремнезема и каменоломня
- Окаменелости

R. NÉMETH LÁSZLÓ

II. Hidrokvartelések

A Bolháshegy D-i és K-i lejtőjén öt hidrokvartecsttelér figyelhető meg. Az első, ú. n. Subanyai kvartecsttelér 315° — 320° irányú, 15—20 m széles és kb. 900 m-en át nyomozható. É-on a Bolhás vulkáni kürtő szélét metszi át (1. ábra). D-en a Komlóskapatak balpartján megy át. Ez a kvartecsttelér ke-



Profil géologique des mines des environs de Komlóska

Levé par B. Bem, 1950.

1. Andésite pyroxénique jeune
2. Agglomérat d'andésite pyroxénique
3. Bentonite
4. Filons de quartz
5. Andésite pyroxénique propylitisée, kaolinisée et ocrifiée
6. Prolongement de la galerie proposée
7. Faille

Горногеологический разрез района д. Комлósка

Составил: Болеслав Бем, 1950

1. Молодой пироксеновый андезит
2. Пироксеново-андезитовый аггломерат
3. Бентонит
4. Кварцевые жилы
5. Пропилитизированный, каолинизированный и окризированный пироксеновый андезит
6. Удлинение предложенной штольни
7. Сброс

1. ábra.

tette fel a régi kutatók érdeklődését, amit a négy beomlott táro nyoma és két akna bizonyít.

A subanyai kvartecsttelértől kb. 100—200 m-re K-re egy másik, 345° irányú hidrokvartecsttelér húzódik, amelynek szélessége 15—20 m, hosszúsága kb. 2 300 m és dőlése 60° — 80° K felé. Ez a kvartecsttelér D-en az első kvartecsttelérrel összeér, É-on pedig két vetődés vágja át. A két vetődés között Ny-i dőlésű kérges kalcitkitöltés található, amelyet különböző kvarcvázlatok rétegei járnak át.

A Bolháshegy K-i lejtőjén még 3 hidrokvartecsttelér húzódik 345° irányban, de ezek nem nagy jelentőségűek, mert a vulkáni kürtőtől távolabb esnek. Ezek közül az egyiket a bentonit-táro 42—48 m-ig harántolta. A kvartecsttelér piritkristályok és mangános por észlelhetők.

A Komlóskapatak és Papáj—Hosszúhegy között még négy másik hidrokvarcittelelér figyelhető meg. Ezeknek hosszúsága és szélessége különböző. Riolittufát harántolnak, amely a telér mentén kvarcosodott és okkoresedett. Irányuk $340-335^\circ$, dőlésük K felé $60-80^\circ$.

III. Utóvulkáni működés és a terület tektonikája

A vulkáni működés a területen a tortónban kezdődött és rövidebb-hosszabb megszakításokkal a pannon végéig tartott. Az utóvulkáni tevékenység még tovább tartott és az összes előző kitörések közeteit átalakította. A legfontosabb hatások a zöldkövesedés és kaolinosodás, és ezzel kapcsolatos ércképződés.

A zöldkövesedés és kaolinosodás több helyen jelentkezik az utóvulkáni működés vonalain (Bolháshegy K-i lejtője, Komlóska és Hollóspatak, Középdomb Ny-i oldala). Majdnem mindenütt piritkiválás is kíséri, amely repedésekben vagy zsinórokban jelenik meg. Ezek csapása $315-345^\circ$. A kavasavas hévforrások átjárták az idősebb andezit- és riolittufa tömegeket, a laza kőzeteket kalcedon, hialit és jaspis változatokkal telítették. A Bolhás—Barlang- és Mogyorós—Papáj-hegyek között sok helyen hidrokvarcittelelér figyelhető meg az ÉÉNy—DDK-i irányú törésvonalak mentén. Néhol mangános porszerű bevonat (pl. bentonit-tároló a Bolhás K-i oldalán vagy a községtől K-re lévő árokban) kíséri a teléreket. $320-140^\circ$ csapású vetődések mentén a riolittufában és a fiatal andezitekben erős kovásodás és okkoresedés található.

IRODALOM

1. HOFFER A.: Geológiai tanulmány a Tokaji hegységből. A Debreceni Tisza István I. Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. II. k. 1. f. Debrecen. 1925.
2. LENGYEL E.: Komlóska környékének földtani és közettani viszonyai. Acta Chem. Min. et Physic. Tom. III. Szeged. 1934.
3. SZABÓ J.: A Tokaj-Hegyalja és környékének földt. viszonyai. Mat. Term. Tud. Közl. IV. k. Pest. 1865.
4. WOLF, H.: Erläut. z. d. geol. Karten d. Umgeb. v. Hajdúnánás u. Sátoraljaújhely. Jahrb. d. geol. R. A. Wien. 1869.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE KOMLÓSKA

Par B. BEM

Voici les formations du territoire levé:

1° Andésite pyroxénique propylitisée ancienne, 2° tuf rhyolithique, 3° tuf d'andésite pyroxénique, 4° andésite pyroxénique jeune, 5° limon.

Aux flancs méridional et oriental du mont Bolháshegy l'on peut suivre cinq filons d'hydroquartzite de direction NO—SE et en connexion avec ceux-ci, l'on observe les vestiges d'une légère minéralisation manganeeuse et pyriteuse. Les andésites kaolinitisées, le long les lignes de cassures témoignent d'une vive activité post-volcanique.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНА Д. КОМЛОШКА

Болеслав Бем

Образованиями картированной территории являются :

1. древний, пропилитизированный пироксеновый андезит, 2. риолитовый туф, 3. пироксеново-андезитовый туф, 4. молодой пироксеновый андезит, 5. саман.

На южном и восточном склонах горы Болхашхедь можно проследить сбегание 5 гидрокварцитовых жил, простирающихся с северозапада на юго-восток, в связи с которыми обнаруживаются следы пиритового и марганцевого оруднения. Об оживленном послевулканическом действии свидетельствуют окаолинизированные вдоль линий изломов разновидности андезита.

KÉKED—TELKIBÁNYA—NAGYBÓZSVA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI ÉS ÉRCELŐFORDULÁSAI

(IV. sz. melléklettel)

Írta: BEM BOLESZLÁV

A terület felépítése

Tekintettel arra, hogy a terület ÉK-i része földtanilag már részletesen volt térképezve, azért a vulkáni kőzetekkel csak röviden foglalkozom.

1. *Zöldkövesedett piroxénandezit.* Ez az erupció a terület legrégebb vulkáni képződménye, mert csak a legmélyebb völgybevágásokban fordul elő. SCHRÉTER szerint a feltörés a tortónai emelet idejére esik. A zöldkövesedett andezitre borulnak a fiatalabb vulkáni kitörések termékei, mint riolitok és andezitek. Az eredetileg piroxén-tartalmú fekete, friss andezit (pl. Hasdát- és Monokvölgyek) utóvulkáni hatásokra zöldessé, illetve zöldesszürkévé alakult át, egyes részei pedig elkaolinosodtak. A zöldkövesedett és elkovásodott módosulattal kapcsolatban helyenként pirit- és markazitbehintések és érctelérek jelennek meg. Így É-ról D-re haladva a Lapisvölgy fenekén, a Hasdátvölgyben, Zöldmáj mellett az ú. n. Monokvölgyben és a Baglyasvölgyben.

2. *Kavics és konglomerátum.* Terresztrikus kvarckavics, amely helyenként konglomerátummá szilárdult, Felső- és Alsókékeden, a Kányahegytől K-re és Telkibányától É-ra és ÉK-re több helyen lép felszínre. SCHRÉTER szerint a szarmata rétegesoporthoz tartozik.

3. *Agyag, homok és durva mészkő.* Nagy kiterjedésben és vastagságban fordul elő a Nagykirályhegytől Ny-ra. Itt még durva mészkő, limnokvarcit, kovaföld és vékony riolittufabetelepülések is jelennek meg benne. Ez a rétegcsoport szintén a szarmata emelethez tartozik.

4. *Riolittufa.* Telkibánya és Kéked között, továbbá Nyiri és Pálháza vidékén nagy területet foglal el. Rendkívül változatos kifejlődésű, horzsa-köves breccsás, gyakran szurokkő és perlit-lapillit tartalmaz.

5. *Hidrokvarcit.* A területen két helyen található: a Jóhegyen (Veresvizi-bányától DNy-ra) és a Rózsadomb D-i részén.

6. *Földpát-kvarc riolit.* A területen két vonulatot észleltem: az egyik Telkibányától és a Bózsavapataktól É-ra, a másik D-re húzódik. A D-i vonulat szurokkövet és perlitet, a másik pedig piritbehintést és érces zsinórokat tartalmaz. Kőzete igen változatos. Van fehér, szürkésfehér vagy vörhenyesfeleség, amelyben a kvarc jól látszik és aprószemű, amelyben beágyazások

nem láthatók. Több helyen folyásos, szalagos, vagy likacsos fajtája fordul elő.

7. *Plagioklász riolit*. Ez a féleség Kemencepatak környékén nagy területet foglal el. Kőzete mindenütt szürke, néhol vörhenyesszürke plagioklásszal, általában aprószemű likacsos.

8. *Perlites és szurokköves riolit*. Ez a fajta a lávaömlések szélén fejlődött ki. Kőzete világos vagy sötétszürke (olykor egész feketének látszik). A plagioklász-riolitban előforduló perlit iparilag jól hasznosítható.

9. *Piroxénandezit lepelképződmények*. A fiatalabb piroxénandezit feltörésével kapcsolatban helyenként először andezitagglomerátum, tufa és breccsa került felszínre. A bejárt területen csak két helyen találjuk ezt: a Szárazhegytől DNy-ra, ahol andezittuskókat (bombák és lapillik) látunk a szürkés andezittufaszerű kőzetbe ágyazva és Pányoktól K-re az ú. n. Szőlőhegyen.

10. *Fiatalabb piroxénandezit*. Területünkön majdnem mindenütt áttörte a riolitot és reá települt, részben kúpalakú, részben telérszerű tömegek alakjában.

11. *Amfibolos andezit*. Csak a Kányahegyen fordul elő. Kőzete világos-színű, benne földpátok és amfibol ismerhető fel. A Kányahegy É-i részén ibolyaszínű. Ebben az andezitben vannak a kányahegyi érctelérek. PÁLFI és SCHRÉTER ezt az andezitet amfibolos trachitnak nevezik.

12. *Terraszkavics és nyirok (pleisztocén)*. Előbbi a Gunya-háztól ÉNy-ra jelölhető ki. A nyirok különösen nagy kiterjedésben és vastagságban Nyiri és Nagybózsza környékén, továbbá Telkibánya és Kéked között borítja a vulkáni képződményeket.

Ércesedés

Kéked, illetve Pányok környékén 4 nagyobb és 2 kisebb pirites-markazitos telérvonulatot figyeltem meg:

1. *Lapis-telér*, kb. 6 km hosszú, ÉÉNy—DDK irányú és K-i dőlésű. Kibúvások észlelhetők a Szárazhegyen, Lapis- és Hasdátvölgyekben, Hasdát-hegyen és a Baglyasvölgyben. A telért erős limonitosodás, okkeresedés és mangános bevonat kíséri.

2. *Hasdát-telér*. A Lapis-telértől kb. 300 m-re K-re egy másik ugyanilyen irányú érctelér található, amely a Lapispataktól Rózsadomb irányába húzódik. A telérkibúvások a Hasdátvölgyben, Hasdát-hegyen és Rózsadomb ÉNy-i lejtőjén láthatók. A telérvonulat mentén okkeresedés és kovásodás észlelhető.

3. *Királypallagi érctelér*, kb. 3 km hosszú, 0,90—1,00 m széles, a Lapis-völgy balpartján bukkan ki a felszínre és tovább Nagyoszrón nyomozható. Dölése K felé kb. 75°.

4. *Pénteki ércebehintéses öv*. Kibúvásai a Lapispatak jobbpartján, Nagyoszrón, Hasdátvölgyben és a Hollóházától Zöldmáj felé vezető úton található. D felé Rózsadombig húzódik. A kőzet a felszínen itt-ott elváltozott, mélyebben rioandezit, amelyben sűrű piritimpregnáció lép fel. A telérvonulat mentén gyakran okkeresedés észlelhető. Hosszúsága kb. 4 km.

A kisebb telérek a Lapispatak alsó részén, Monokvölgy felső és középső részén, valamint a Hasdátvölgyben húzódnak. A telérek iránya ÉÉNy—DDK-i, dőlésük túlnyomó részben K felé 50—80°.

A telérrendszerhez még ÉÉNy—DDK-i irányú vetődések csatlakoznak. Területünkön a leghosszabb vetődés a Radácsi kaolimbánya és a Nagykirály-hegy között található. Hosszúsága kb. 6 km és a törésvonalat mentén források, kaolinosodás és kovásodás van. Ugyanilyen irányú, de rövidebb vetődések a Veresvizi-bánya területén, Kemencepataknál, Pálháza, Nagybozsva között és Kőkapu mellett találhatók. Az utóbbi valószínűleg Komlóskaig húzódik. Meg kell említeni, hogy a Lapis- és Hasdátvölgyekben a hidrokvartellérek és ércbehintéses övek párhuzamosan D felé futnak. Itt tehát nem magános telérekkel van dolgunk, hanem egy egész telérrendszerrel.

IRODALOM

1. BEM B.: A Hegyalja ÉNy-i részének földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. az 1949. évről.
2. BEM B.: Regéc-, Fony- és Mogyoróska-környéki vasérckutatók. Földtani Int. Évi Jel. az 1950. évről.
3. HOFFER A.: Geológiai tanulmány a Tokaji hegységből. A debreceni Tisza István Tud. Társ. Honism. Biz. kiadv. II. k. 1. f. Debrecen. 1925.
4. LENGYEL E.: Telkibánya környékének ércgenetikai viszonyai. Jelentés az 1947. évi felvételtől. Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól.
5. LIFFA A.: Geológiai jegyzetek Telkibánya-Gönc és Hejce környékéről. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról.
6. LIFFA A.: Adatok Telkibánya, Hollóháza, Nagybozsva, Komlós és Pálháza környékének geológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról.
7. LIFFA A.: Az eperjes-tokaji hegység geológiai felvételének eddigi eredményei és a felvétel ez idő szerinti helyzete. Beszámoló. Földtani Int. 1943.
8. PÁLFY M.: A Pálháza-környéki riolitterület Abauj-Torna m. Földt. Int. Évi Jel. 1914.
9. PÁLFY M.: Adatok a tokaji hegység harmadkori erupcióinak korviszonyaihoz. Földtani Közöny 1927.
10. POLLNER J.: Jelentés a pányoki és telkibányai érckutatók bányászati szemléléről. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól.
11. SCHRÉTER Z.: Füzzerradvány és Gönc között lévő terület földtani viszonyai. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól. 1948.
12. SCHRÉTER Z.: Adatok a Telkibánya-vidéki érces terület földtani viszonyaihoz. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól.
13. SZÁDECZKY Gy.: A Tokaj—Eperjes-hegység Pusztafalu körül lévő centrális részének petrográfiai és geológiai viszonyairól. Földtani Közöny. XIX. 1889.
14. SZEBÉNYI L.: Kovácsvágási Huta környékének földtani viszonyai. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947/48. évi munkálatairól.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES ET LES OCCURENCES DE MINÉRAI DES ENVIRONS DE KÉKED—TELKIBÁNYA—NAGYBÓZSVA

Par B. BEM

Le territoire est bâti des formations suivantes:

1. Andésite pyroxénique propylitisée ancienne
2. Gravier continental sarmatien et conglomérat
3. Argile sarmatienne, sable et calcaire grossier

4. Tuf rhyolitique à ponce
5. Hydroquarzite
6. Rhyolithe à feldspath — quartz
7. Rhyolithe plagioclase
8. Rhyolithe à perlite et pechopale
9. Agglomérat d'andésite pyroxénique
10. Andésite pyroxénique jeune
11. Andésite amphibolique
12. Limon et gravier de terrasse.

Dans les environs de Kékéd resp. Pányok on a pu suivre 4 grands et petits filons à pyrite — marcasite de direction NS, à-peu-près.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНОВ ДД. КЕКЕД, ТЕЛКИБАНЬА И НАДЬБОЖВА

Болеслав Бем

В строении данной области участвуют следующие образования :

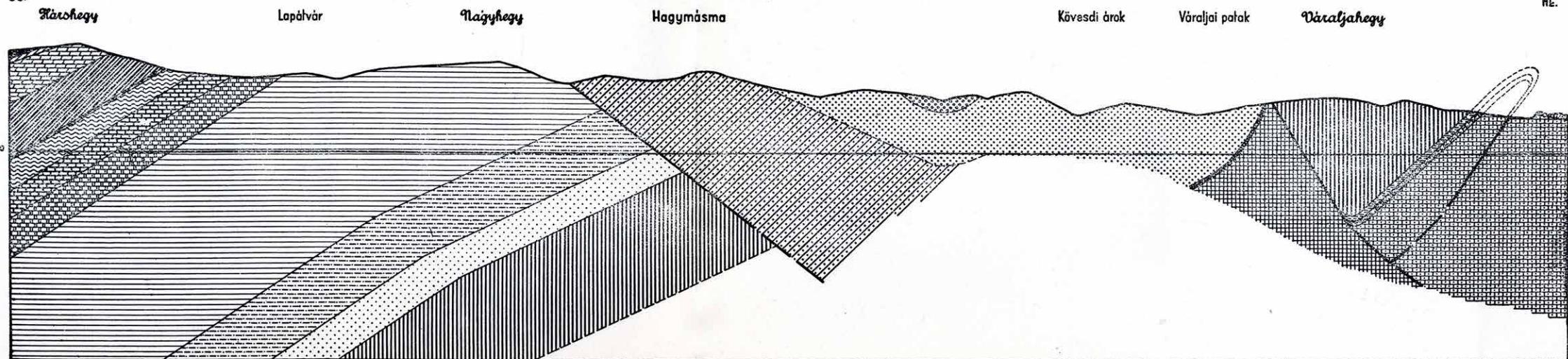
1. древний, огрюштейнированный пироксеновый андезит,
2. сарматский террестрический гравий и конгломерат,
3. сарматская глина, песок и грубый известняк,
4. пемзовый риолитовый туф,
5. гидрокварцит,
6. фельдшпатово-кварцевый риолит,
7. плагиоклазовый риолит,
8. перлитовый и пехштейновый риолит,
9. аггломерат пироксенового андезита,
10. молодой пироксеновый андезит,
11. амфиболовый андезит,
12. саман и террасовый гравий.

В окрестности дд. Кекед и Паньек автор проследил 4 больших и 2 меньших пиритово-марказитовых жил, которые в общих чертах простираются с севера на юг.

FÖLDTANI SZELVÉNY VÁRALJA – VÁRALJAI VÖLGY – FARKASÁRKON ÁT

SZERKESZTETTE: WEIN GYÖRGY

1950.

DNy.
SO.ÉK.
NE.

R. VERTEL JÖZSEFÉ

- | | | | | |
|--|--|---|--|---|
| 1. Pannoni homokos kavics és agyag | 5. Helvét biotites dacitufa | 9. Oxfordi zöldesfehér – rózsaszínű lúzköves mészkő | 13. Aaleni sötétszürke márga | 17. Lotharingi fedő homokkőcsoport |
| 2. Helvétifűsasavas agyagmárga | 6. Helvét durva, főleg trachidolerites konglomerátum | 10. Callovi kovasavas – mangános márga | 14. Toarfi lemezes, foltos márga | 18. Sinemuri – hettangi kőszénösszetel |
| 3. Helvét kavicsos homok és tarka agyag | 7. Tithoni fehér mészkő | 11. Balhoni, vörösgumós márga | 15. Doméri-pliensbachi foltos márga és homokkő | 19. Raeti tarka pala és homokkő |
| 4. Helvét durva konglomerátum és tarka agyag | 8. Kimmeridgei gumós, fehér és rózsaszínű, mészkő | 12. Bajoki sima törésű, foltos mészkő | 16. Lotharingi szürke márga | 20. Ladini lemezes, dolomitós mészkő és márga |
| | | | | 21. Anisusi, coenothyris vagy dolomitós mészkő. |

Profil géologique à travers Váralja — Vallée de Váralja — Farkasárkon
Par Gy. Wein, 1950.

- Gravier sableux et argile pannoniens
- Marne argileuse helvétique, à bandes de tuf
- Sable caillouteux et argile bigarrée helvétique
- Conglomerat grossier et argile bigarrée helvétique
- Tuf dacitique à biotite helvétique
- Conglomerat grossier helvétique, en grande partie à trachydoléríte
- Calcaire blanc tithonique
- Calcaire blanc et rose nodulaire kimmeridgien
- Calcaire à silex, rose et d'un blanc verdâtre oxfordien
- Marne callovienne à acide silicique et manganèse
- Marne bethonienne à nodules rouges.
- Calcaire tacheté bajocien à casse lisse
- Marne aalénien d'un gris foncé
- Marne lamellaire tachetée toarcienne
- Marne tachetée et grès domériens-pliensbachiens
- Marne grise lotharingienne
- Groupe de grès de toit lotharingien
- Ensemble de houille, sinémurien-hettangien
- Schiste bigarré et grès rhétiens
- Calcaire lamellaire à dolomie et marne ladiniens
- Calcaire anisien à Coenothyris ou à dolomie

Геологический разрез через д. Варалы — долину Варалы — ров Фаркашарок
Составил: Дьердь Вейн, 1950

- Паннонский песчаный гравий и глина
- Гельветский рухляк с полосами туфа
- Гельветский гравелистый песок и пестрая глина
- Гельветский грубый конгломерат и пестрая глина
- Гельветский биотитовый дацитовый туф
- Гельветский грубый, главным образом трахидолеритовый конгломерат
- Титон, белый известняк
- Киммериджский клубенчатый белый и розовый известняк
- Оксфордский зеленовато-белый, розовый роговиковый известняк
- Келловейский кремнекислый-марганцевый мергель
- Батонский красно-клубенчатый мергель
- Байосский пятнистый известняк с гладким изломом
- Ааленский темно-серый мергель
- Тоарский листоватый пятнистый мергель
- Домерский-плиенсбахский пятнистый мергель и песчаник
- Лотарингский серый мергель
- Лотарингская кровельная песчаниковая группа
- Синемюрский-геттангский каменноугольный комплекс
- Рэтский пестрый сланец и песчаник
- Ладинский листоватый, доломитовый известняк и мергель
- Анизийский ценотирисовый или доломитовый известняк

BOBA ÉS JÁNOSHÁZA VIDÉKE FÖLDTANI VISZONYAI

Írta: HEGEDŰS GYULA

A terület nagyjából D-ről É felé lejt, középen kettéosztja az ÉD-i irányú, É felé kiszélesedő Marcalvölgy. DK-en Csabrendek a Gyepükaján környékén a Bakony széle emelkedik, ÉNy-on pedig a Sághegy és a Kissomlyó bazaltvulkánja válik ki környezetéből.

A területen felismerhető képződmények:

1. középső-eocén mészkő, Csabrendek, Gyepükaján;
2. mélyebb felső-pannon, *Congeria ungula caprae*-s szint, sárgásszürke homok, Tüskevár, Apácatorna, Zalagalsa, Szentimrefalva;
3. legfelső-pannon *Congeria balatonica*-s szint, szürke agyag keresztretegezett sárgásszürke homok, Ukk, Rigács, Nemeskeresztúr, Jánosháza, Duka, Egeralja, Alsóság;
4. *levantei* bazalt és bazalttufa, Sághegy, Kissomlyó;
5. pleisztocén barnás, sárgás világosszürke folyami kavics;
6. holocén folyó- és patakmederfeltöltés lejtőtörmelék.

Középső-eocén. A mészkő világos barnásszürke, *nummulinákat*, *osztreákat*, *chlamysokat*, *echinideákat* tartalmaz. A gyűjtött faunát SCHRÉTER Z. és SZÖRÉNYI E. határozta meg.

Csabrendek D-i nagy kőfejtő: *Nummulina laevigata* LAMARCK, *Chlamys* sp., *Conoclypeus conoideus* AGASSIZ, *C. anachoreta* AGASSIZ, *C. lucentinus* COTTEAU, *Echinolampas (Paleolampas) studer*i AGASSIZ, *Echinolampas (Cylindrolampas) subcylindrikus* DESOR, *Linthia pomeli* COTTEAU, *L. scarabeus* LAUBE, *Macropeustes tumidus* COTTEAU.

Gyepükaján DK-i nagy kőfejtő: *Nummulina millicaput* BOUBÉE, *Chlamys* sp. (*biarritzensis*), *Ostrea gigantea* SOLANDER, *Conoclypeus* sp.

Gyepükajántól Ny-ra 176 Δ -tól ÉNy-ra 250 m: *Assilina spira*, *Nummulina laevigata*, *Terebratula* sp.

A fauna a középső-eocénra utal.

Pannóniai emelet. Fauna hiányában pontosabban nem színtezhető Csabrendeknél a lepusztult eocén felszínre települő, annak mélyedéseit és repedéseit kitöltő kavics és konglomerátum. Földtani megfontolások alapján pannonnak vehetjük.

Mélyebb felső-pannon. Már STRAUSZ kimutatta Tüskevár környékén a *Congeria ungula caprae*-s szint jelenlétét. Az általa említett lelőhelyekről gyűjtött bőséges anyagból számos újabb alak került elő, új lelőhely Szentimrefalva. A gyűjtött pannon faunákat STRAUSZ határozta meg.

A gazdag tüskevári lelőhelyek faunája a következő: A temetőtől ÉK-re

Unio sp.*, *Limnocardium apertum* MÜ., *L. penslii* FUCHS, *L. hantkeni* FUCHS, *L. cfr. schréleri* STR.*, *L. banaticum* FUCHS*, *Dreissensia auricularis* FUCHS, *Congeria* cfr. *batuti* BRUS., *C. neumayri* ANDR.*, *Neritina* sp., *Melanopsis impressa* KR., *M. kupensis* FUCHS, *M. pygmaea* PA., *M. bouéi* FÉR., *Planorbis grandis* HALAV., *Cepaea neumayri* BRUS.*, *Helicigona gaáli* SOÓS.

A temetőtől ÉNy-ra: *Unio atavus* PA.*, *Limnocardium apertum* MÜ.*, *L. penslii* FUCHS, *L. hantkeni* FUCHS*, *Dreissensia auricularis* FUCHS, *Congeria* sp., *C. neumayri* ANDR.*, *C. sümeghyi* STR.*, *Neritina* sp.*, *Melanopsis impressa* KR., *M. kupensis* FUCHS*, *M. pygmaea* PA.*, *M. bouéi* FÉR.*, *Planorbis* sp., *P. grandis* HALAV. *Helix* sp.*. Mindkét túskevári lelőhelyen 8–10 m vastagon feltárt barnásszürke homokból kerülnek elő az ősmaradványok.

Az alig 1 km távolságban lévő apácatornai lelőhelyen gyengébb feltárásban homokos agyagból kerülnek ki a maradványok: *Unio atavus* PA., *Limnocardium penslii* FUCHS, *Dreissensia auricularis* FUCHS, *Melanopsis impressa* KR., *M. pygmaea* PA., *M. bouéi* FÉR.

A Zalagalsa és Hosztót közötti feltárás a zalagalsai temető mellett szintén ismert. A homokfeltárás hasonló a túskevárihoz: *Unio atavus* PA., *Limnocardium apertum* MÜ., *L. penslii* FUCHS, *Dreissensia* sp.*, *D. auricularis* FUCHS, *Congeria neumayri* ANDR.*, *Melanopsis impressa* KR., *M. pygmaea* PA., *M. bouéi* FÉR.

A fentiekhez csatlakozó új lelőhely Szentimrefalva D-i szélén lévő homokbánya: *Unio atavus* PA.*, *Melanopsis impressa* KR.*, *M. pygmaea* PA.*, *M. bouéi* FÉR.*.

Ettől É-ra 300 m-re a falu K-i házsorához tartozó pincék feltárásai-
ban *Limnocardium* sp., *Dreissensia auricularis* FUCHS került elő.

Lehet, hogy ez a mélyebb felső-pannon képződmény D felé Gyepükaján és Csabrendekig nyúlik, de fauna hiányában biztosan nem mutatható ki.

Legfelső-pannon. A pannóniai emelet legfelső szintjét szürke agyag és homokos agyag, valamint keresztrétegzett sárgásszürke homok képviseli. A fauna-lelőhelyek erről a területről teljesen újak.

Agyagelőfordulások: Ukk, a falu közepén. Ebből a feltárásból ép kövület nem szabadítható ki, csak genusok ismerhetők fel: *Unio* sp., *Limnocardium* sp., *Dreissensia* sp., *Congeria* sp., *Melanopsis* sp. Az agyag fekvőjében rétegzetlen homok, fedőjében kavicsos vörös vályog található.

Ötvös és Dabronc között a Csonkáshegyen átvezető út mentén lévő agyagfeltárás az ukkihoz hasonló. Faunája: *Unio* sp., *Congeria* sp., *Melanopsis* sp. (kis sima alak), *Planorbis* sp. (*grandis*?).

Rigács vasúti megállótól DNy-ra 300 m-re barnásszürke agyagban *Melanopsis* sp. (kis tüskés alak).

Nemeskeresztúrtól DK-re, a temető melletti mélyedésben váltakozó agyag- és homokréteg faunája: *Unio atavus* PA., *Congeria* sp., *Neritina radmanesti* FUCHS, *Valvata helicoides* STOL., *Melanopsis entzi* BRUS., *M. sturi* FUCHS, *Limnaea* sp., *Tacheocampylaea dodereleini* BRUS.

Jánosháza téglagyár agyaggödre, váltakozó szürke agyag-, homokrétegek: *Neritina radmanesti* FUCHS, *Hipparion gracile* KAUP.

A celldömölki téglagyár agyaggödréből fauna nem került elő.

Homokfeltárásokból előkerült fauna Túrje É-i szélén már a felvételi lap határán túl, 150 m-rel D-re: *Unio atavus* PA., *Limnocardium vicinum* FUCHS, *Pisidium* af. *amnicum* MÜL., *Congeria* sp., *C. neumayri* ANDR., *Viviparus semseyi-lóczyi* átm., *Melanopsis entzi* BRUS., *Planorbis* cfr. *cornu* L., *Tacheocampylaea doderleini* BRUS., *Cepaea neumayri* BRUS.

A türjei szőlőhegyen ugyancsak a lap szélétől párszáz méterre D-re *Limnocardium* sp., *Melanopsis* sp. (kis sima alak) került elő.

Rigács vasúti megállótól DNY-ra 600 m-re *Limnocardium* sp.

Zalaszegvártól K-re 1 km, az útszéli keresztnél homokos agyagban *Limnocardium* sp., *Melanopsis* sp. (kis sima alak).

Duka, a falu közepén lévő homokfejtőben a templomtól 200 m-re DK-re: *Unio atavus* PA., *Viviparus semseyi-lóczyi* átm., *Melanopsis entzi* BRUS., *M. sturi* FUCHS. A gazdag *Viviparus* anyagon STRAUZS kimutatta, hogy a *V. semseyi* fokozatos átmenettel kapcsolódik a *V. lóczyi*-hoz és ezzel együtt a tágabb értelemben vett *V. sadleri* alakkörbe tartozik.

Egeraljától K-re 800 m, homokfejtés: *Melanopsis entzi* BRUS?, *Planorbis grandis* HALAV., *Helix* sp., *Tacheocampylaea doderleini* BRUS., *Cepaea neumayri* BRUS.

Alsóság DK, homokgödrökben: *Helix* sp., *Tacheocampylaea doderleini* BRUS.

Kiscsász K, 1 km-re lévő homokfejtőben: *Unio atavus*, PA., *Limnocardium vicinum* FUCHS, *Pisidium krambergeri* BRUS., *Dreissensia* sp., *Congeria balatonica* PA., *Neritina radmanesti* FUCHS, *Valvata helioides* STOL., *V. kupensis* FUCHS, *Melanopsis entzi* BRUS., *M. sturi* FUCHS, *M.* cfr. *vitálisi* STR., *Planorbis* sp., *Helix* sp., *Cepaea neumayri* BRUS.

Egyes szerzők a felsorolt lelőhelyek területét, mint *Unio wetzleri* rétegeket az alsó-levantei szintbe helyezik.

Levantei emelet. Ide számítom a bazaltot és bazalttufát. A másutt bazaltra települő levantei kavicsok itt nincsenek meg.

Pleisztocén. A pleisztocén kavicsterraszok a felvételi terület legnagyobb részét borítják. Legnagyobb részben kvarcitkavics, kevés kristályos pala, Szentimrefalva környékén nummulinás mészkővel. A pleisztocén a pannon rétegekre települ, felszínét holocén vályog és homok borítja. A kavicsterület a Marcal-folyó vízterületéhez tartozik, Rába terraszokat itt már nem találunk.

Az idősebb IV. sz. terraszt főleg a Marcal balpartján találjuk meg, ahol Kemeneskápolnáig, a jobbparton Csögle É-i végéig követhető, azon túl a II. sz. terraszt alá bukik. A III. sz. terraszt már előbb Egyházashetye—Kerta vonalában süllyed a II. sz. terraszt szintje alá.

A lap É-i szélén már csak a II. sz. terraszt találjuk meg.

Holocén. A Marcal és mellékvizeinek kavics, homok, agyag lerakódása, a lefolyástalan területek mocsári lerakódása és a meredekebb lejtők lábánál lévő törmelék jelentős területet borít. Ilyen helyeken általában nem állapítható meg, hogy alattuk a pleisztocén vagy a pannon rétegeket találjuk.

Hegységszerkezet

Az eocénben ÉK irányú 4—10° lejtésű döléseket mérhetünk, a gyepükajáni kőfejtőben 125—305° csapású függőleges vetőlapot vízszintes rovátkákkal.

A pannon rétegekben a *Congeria ungula caprae* és a *C. balatonica* rétegek elterjedéséből úgy látszik, hogy az idősebb felső-pannon rétegek É és Ny felé a fiatalabb képződmények felé dőlnek. Így Tüskevár, Zalagalsa, Szentimrefalva környékén egy Devecser tájékáról idehúzódo antiklinális Ny-i végződését sejthetjük. Erre már STRAUSZ régebben rámutatott.

Hasznosítható anyagok

A terület nagy részét elborító kavicsot helyi jelentőségű kavicsfejtőkben alkalmasszerűen művelik, betonkavicsnak és útépítésre.

A pannon homokot Egeralja, Kiscsász, Iszkáz, Tüskevár, Zalagalsa, Szentimrefalva homokfejtői nagy vastagságban tárják fel.

A pannon agyagot téglagyártásra Jánosházán és Celldömölkön használják fel, azonban a felhasználható anyagot már jórészen kitermelték és a feltárható nyersanyag korszerű üzem ellátására nem elegendő.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE BOBA ET JÁNOSHÁZA

Par Gy. HEGEDŰS

C'est le calcaire éocène moyen à Nummulites, Ostrées, Chlamys et Échinides qui est la formation la plus ancienne de mon territoire. La faune a été déterminé par Schréter et Szörényi. Dans la Pannonien, on peut délimiter deux horizons; celui supérieure à *Congeria ungula caprae* et celui inférieur à *Congeria balatonica*. La faune a été déterminée par Strausz. Voici les formations jeunes: basalte et tuf basaltique levantins, gravier fluviatile pleistocène, remblayage et éboulis holocène. L'on peut constater que les couches pannoniennes supérieures plus anciennes s'inclinent, vers le N et l'O, sous les jeunes.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНОВ ДД. БОБА И ЯНОШХАЗА

Дьула Хегедюш

Самым древним образованием моей территории является средне-эоценовый известняк, содержащий нуммулины, остреи, хламисы и эхиниды. Фауну определили Шрeтeр и Сeрeньи. Два горизонта паннона отделимы, а именно: верхний горизонт *Congeria ungula caprae* и нижний горизонт *Congeria balatonica*. Фауну определил Штpауc. Более молодыми образованиями являются следующие: левантийский базальт и базальтовый туф, плейстоценовый речной гравий, голоценовый нанос и обломки склонов. Я мог установить, что древние верхне-паннонские слои к северу и западу падают под более молодыми.

CSORNA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

Írta: HEGEDŰS GYULA és TREGELE KÁLMÁN

A felvett terület a csornai lapot öleli fel. Legmagasabb része a lap DNy-i sarkában Mihályinál 128 m, legalacsonyabb része az ÉK-i sarokban Csornánál 115 m. A terület majdnem sík, pár méter magas homokdombok és kisebb patak völgyek bevágódása okoz némi egyenetlenséget.

A terület mélyebb altalajáról az artézi kútúrásokból s különösen a mihályi szénhidrogénkutató fúrásokból nyerhetünk betekintést. A mihályi fúrások (I., II.) 1600, ill. 2500 m mélységben a kisalföldi medence fenekét képező kristályos palát érték el. Felette a *pannóniai* emelet képződményei igen nagy vastagságban fejlődtek ki. HORUSITZKY H. által feldolgozott kisalföldi kutak adatai alapján a pannóniai rétegek felszíne Ny-ról K felé, illetve D-ről É felé a medence közepe irányába lejt. Ezzel a megfigyeléssel az újabb artézi fúrások adatai is megegyeznek.

A pleisztocén rétegek vastagsága területünkön az artézi fúrások adatai alapján 80—160 m. Anyaguk főleg kavics és durva homok, helyenként agyag- és tőzeglencsékkel. Szilsárkány, Rábatamási, Jobaháza, Farád, Csorna, Rábapordány, Szárföld artézi fúrásai tártak fel 17—80 m közötti mélységben tőzeges lencsék. A *pleisztocén* kavics felső rétegei a felvételi terület számos feltárásában megfigyelhetők. Anyaga túlnyomó részben kvarckavics, alárendelten kristályos pala, több-kevesebb homokkal, helyenként agyagos betelepüléssel. Ez a kavics az egész területen megtalálható és a Rába II. sz. terraszának felel meg. A kavicsotakaró fölött sok helyen pár m magas futóhomok-dombok jelennek meg, a dombok iránya ÉÉNy—DDK.

A *holocén* képződményeket a csorna-környéki mocsári agyagok és a vele egykorú folyóvízi üledékek a mindkettőt fedő, a lap egész területét elborító világosbarna agyag és a patakok jelenlegi hordaléka képviseli. A mocsári agyag a csornai téglagyár legújabb feltárásaiban figyelhető meg. A 6 m mély feltárás alsó részében eléri a *pleisztocén* kavicsot, fölötté a szürke, barnafoltos vasoxidos agyagot, három fekete mocsári horizonttal. A feltárás Ny-i szélén régi patakmeder kitöltést találunk, amelynek alján a kavics helyét durva homok tölti ki. Képződése az előbb említett agyag felső részével egykorú, mert a világosbarna fiatalabb *holocén* agyag mindkettőt konkordánsan borítja.

A fiatalabb *holocén világosbarna agyag* 30—120 cm vastagságban, a homokdombokat kivéve, az egész területet beborítja.

Hasznosítható anyagok

Szénsav. Országos viszonylatban egyedülálló a mihályi I. sz. szénhidrogénkutatófúrás által feltárt széndioxid-gáz. A fúrás 1935-ben létesült, de az értékes gáz ipari hasznosítását az akkori kapitalista rendszer megakadályozta és csak a felszabadulás után létesített üzem használja fel e nyersanyagot szénsav- és műjéggyártásra.

Víz. Több mint 15 pozitív artézi kút tárja fel a 80—460 m mélység közötti vízáadó rétegeket. A 300 m-nél mélyebb fúrások 20° feletti hőmérsékletű vizet szolgáltatnak. A terület öntözésre is felhasználható felszíni vizekben szegény, de a hatalmas pleisztocén kavicstakaróból pár m mélységről lehetne öntözésre alkalmas vizet nyerni.

Kavics. A területet borító kavicstakaró anyagát újabban az Útfenntartó NV számos helyen termeli ki útkavicsolásra és beton műtárgyak készítésére.

Agyag. A holocén agyagot helyi jelentőségű tégláégetésre több helyen felhasználják. Nagyobbarányú téglagyártás mindössze Csornán van, azonban az agyag vastagsága és minősége egyenetlen, mennyisége nagyobb üzem szükségletét nem elégíti ki hosszabb időre.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE CSORNA

Par Gy. HEGEDŰS et K. TREGELE

Au territoire, les forages de Mihályi ont atteint à 1600 resp. 2500 m le schiste cristallin qui forme le fond du bassin de Kisalföld (Petite Plaine Hongroise). C'est sur celui-là que gisent les formations très épaisses de l'étage pannonien. Les puits artésiens et les affleurements ont ouvert des formations de gravier et sable grossier pléistocènes, épaisses de 80 à 160 m. L'épaisseur de l'Holocène n'est que 30 à 120 cm, mais il couvre presque tout le territoire. Voici les matières utilisables: l'acide carbonique du forage de Mihályi, l'eau (15 puits artésiens), le gravier et l'argile.

ГЕОЛОГИЧЕСКИ УСЛОВИЯ РАЙОНА Д. ЧОРНА

Дь. Хегедюш и К. Трегеле

Бурения в д. Михальи, находящиеся на нашей территории, достигли на глубине 1600, относительно 2500 м кристаллические сланцы, образующие дно бассейна Малой Низменности. Над кристаллическими сланцами залегают образования пannonского яруса, имеющие огромную мощность. Артезианские колодцы и вскрытия вскрыли образования плейстоценового гравия и грубого песка мощности в 80—160 м. Мощность голоцена только 30—120 см, но он покрывает почти всю территорию. Используемыми материалами являются: углекислота бурения в д. Михальи, вода (15 артезианских колодцев), гравий и глина.

A RUDABÁNYAI VÍZKUTATÓ FÚRÁS

Írta: HEGEDŰS Gy. és SÍDÓ M.

A fúrás egy régebbi 30 m-es fúrás továbbmélyítésével készült, 214 m mélységig.

A rétegsor ismertetése:

1. 30,00—32,00 m-ig 2,00 m világos kékesszürke, zsíros tapintású agyag.
2. 32,00—34,60 m-ig 2,60 m sötétebb szürke, csillámos agyag, szenesedett növényi maradványokkal, molluszkum-héjtöredékekkel.
3. 34,60—42,80 m-ig 8,20 m világos kékesszürke, meszes, homokos agyag.
4. 42,80—43,00 m-ig 0,20 m világos zöldesszürke, csillámos agyag.
5. 43,00—46,50 m-ig 3,50 m sárgás-kékesszürke, erősen homokos agyag, pirit-szemekkel.
6. 46,50—51,00 m-ig 4,50 m sötétebbszürke, meszes, finomszemű, agyagos, laza homokkő, pirit-szemekkel, szenesedett növényi maradványokkal.
7. 51,00—55,00 m-ig 4,00 m világos barnásszürke, kissé meszes agyag.
8. 55,00—68,40 m-ig 13,40 m szürke, csillámos, meszes homokkő, szenesedett növényi maradványokkal.
9. 68,40—69,00 m-ig 0,60 m zöldesszürke, csillámos agyag, szenesedett növényi maradványokkal, fás szerkezetű barnakőszén.
10. 69,00—69,70 m-ig 0,70 m szürke, növénylenyomatos és szenesedett, növény-maradványos agyag.
11. 69,70—70,70 m-ig 1,00 m szürke, zsíros tapintású, meszes agyag, növénymaradványokkal, fás szerkezetű barnakőszén.
12. 70,70—74,00 m-ig 3,30 m fás szerkezetű barnakőszén.
13. 74,00—75,00 m-ig 1,00 m szürke, szenesedett, növénymaradványos agyag, agyagos barnakőszén.
14. 75,00—78,00 m-ig 3,00 m fás szerkezetű barnakőszén.
15. 78,00—79,00 m-ig 1,00 m palás, agyagos barnakőszén, sötétszürke, szenesedett, növénymaradványos agyag.
16. 79,00—80,00 m-ig 1,00 m sárgás, zöldesszürke, homokos agyag.
17. 80,00—83,00 m-ig 3,00 m zöldesszürke, erősen homokos agyag.
18. 83,00—84,00 m-ig 1,00 m sárgás, zöldesszürke, agyagos, laza homokkő.
19. 84,00—85,00 m-ig 1,00 m sötétebb zöldesszürke, homokos agyag.
20. 85,00—86,00 m-ig 1,00 m sárgásszürke, zsíros tapintású agyagmárga; a 30—86 m közti rétegsor faunája gyér szivacstűk, szivacs-gemula, csigatöredék, halfog. A *pannoniai* emeletbe tartozik.
21. 86,00—88,00 m-ig 2,00 m fehéresszürke, tufás agyagmárga; faunája a következő: *Quinqueloculina juleana* D'ORB., *Cyclammina canariense* BRADY, *Globulina gibba* D'ORB., *Dentalina* sp., *Rotalia boueana* D'ORB., *Bryozoa* ind., *Brachiopoda* ind., *Ostracodák*, *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Echinida* páncél. A rétegek a *tortonai* emeletbe tartoznak.
22. 88,00—89,00 m-ig 1,00 m sötétszürke, meszes, agyagos, finomszemű, laza homokkő, szenesedett növénymaradványok, molluszkum-héjtöredékekkel.
23. 89,00—90,00 m-ig 1,00 m szürke, meszes, agyagos, csillámos, durva kvarc-szemcsés homokkő.
24. 90,00—94,00 m-ig 4,00 m szürke, homokos agyagmárga, pirit-szemekkel, molluszkum és növénymaradványokkal.

25. 94,00—95,00 m-ig 1,00 m sötét zöldesszürke, durva szemcséjű, kvarckavicsos agyagmárga.
26. 95,00—97,00 m-ig 2,00 m szürke, kissé homokos agyagmárga.
27. 97,00—98,00 m-ig 1,00 m szürke, finomszemű, márgás homokkő.
28. 98,00—100,00 m-ig 2,00 m szürke, homokos agyagmárga, molluszkum-héjtöredékekkel.
29. 100,00—101,00 m-ig 1,00 m világosszürke, márgás homokkő, sötét zöldesszürke, kvarckavicsos agyagközbetelepüléssel.
30. 101,00—102,40 m-ig 1,40 m világosszürke, márgás, laza homokkő, növény-maradványokkal, molluszkum-héjtöredékekkel.
31. 102,40—110,30 m-ig 7,90 m szürke, márgás homokkő, szenesedett növény-maradványokkal és molluszkum-töredékekkel.
32. 110,30—111,40 m-ig 1,10 m szürke, homokos, glaukonitos agyagmárga.
33. 111,40—112,00 m-ig 0,60 m zöldesszürke, márgás, finomszemű, laza glaukonitos homokkő kvarckavicsszemekkel.
34. 112,00—124,00 m-ig 12,00 m szürke agyagmárga, szenesedett növénymaradványokkal.
35. 124,00—133,00 m-ig 9,00 m zöldesszürke, finomszemű, márgás, glaukonitos homokkő, agyagos közbetelepülésekkel.
36. 133,00—138,40 m-ig 5,40 m szürke, homokos agyagmárga piritszemekkel, növényi és molluszkum-maradványokkal.
37. 138,40—139,60 m-ig 1,20 m szürke, homokos agyagmárga, kemény homokkőpadokkal.
38. 139,60—151,00 m-ig 11,40 m szürke, homokos agyagmárga, piritszemekkel.
39. 151,00—158,80 m-ig 7,80 m szürke, kissé homokos agyagmárga, növényi és molluszkum-maradványokkal.
40. 158,80—159,20 m-ig 0,40 m szürke, finomszemű agyagos homokkő.
41. 159,20—160,70 m-ig 1,50 m szürke, kissé homokos agyagmárga.
42. 160,70—167,50 m-ig 6,80 m szürke agyagmárga, piritszemekkel, növényi és molluszkum-maradványokkal.
43. 167,50—169,00 m-ig 1,50 m szürke agyagmárga.
44. 169,00—175,00 m-ig 6,00 m szürke, homokos agyagmárga, piritszemekkel.

A 88,00—175,00 m közé eső rétegek faunája: *Pyrgo* sp., *Spiroloculina tenuis* Czjz., *Spiroloculina canaliculata*, *Triloculina gibba* D'ORB., *Quinqueloculina* sp., *Planispirina celata* COSTA, *Haplophragmoides latidorsatus* (BORN.), *Ammodiscus incertus* D'ORB., *Cyclamnina placenta* (Rss), *Cyclamnina cancellata* BRADY, *Textulariella trochus* D'ORB., *Textularia carinata* D'ORB., *Textularia elongata* HANTK., *Vulvulina capreolus* (D'ORB.), *Vulvulina pectinata* HANTK., *Karrerella siphonella* (Rss), *Gaudryina reussi* HANTK., *Dendrophyra* sp., *Ceratobulimina contraria* (Rss), *Globulimina pacifica* CUSHM., *Bolivina semistriata* HANTK., *Bolivina punctata* D'ORB., *Bolivina nobilis* HANTK., *Lagena striata* D'ORB., *Lingulina costata* D'ORB. var. *seminuda* HANTK., *Glandulina laevigata* D'ORB., *Nodogenerina spinicosta* (D'ORB.), *Nodogenerina badenensis* (D'ORB.), *Nodosaria latejugata* GÜMB., *Nodosaria radicular* (L.), *Nodosaria bacillum* D'ORB., *Nodosaria coarctata*, *Nodosaria exilis* NEUG., *Dentalina filiformis* D'ORB., *Dentalina consobrina* D'ORB., *Marginulina gladius* PHIL., *Marginulina fragaria* GÜMB., *Marginulina pediformis*, *Marginulina behmi* Rss., *Saracenaria arcuata* D'ORB., *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Robulus arcuatostratus* (HANTK.), *Robulus cultratus* MONTF., *Robulus calcar* (D'ORB.), *Robulus vortex* (FICHT.-MOLL.), *Robulus rotulatus* (LAM.), *Globulina gibba* D'ORB., *Guttulina problema* D'ORB., var. *delloidea* Rss, *Uvigerina pygmaea* D'ORB., *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Pullenia sphaeroides* D'ORB., *Eponides haidingeri* (D'ORB.), *Cibicides duplei* (D'ORB.), *Cibicides lobatulus*, *Cibicides propinquus* Rss., *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *Planulina costata* (HANTK.), *Planulina ariminensis* (D'ORB.), *Anomalina grosserugosa* D'ORB., *Epistomina elegans* (D'ORB.), *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Nonion umbilicatum* (MONTAGU), *Szivaestü*, *Spatangida-tüske*, *Ostracoda*, *Batopora conica* HANTK., *Pisces* (fog, pikkely, otolithus). A fauna összképe alapján a rétegek a *rupéli* emelet felső részébe tartoznak.

45. 175,00—190,20 m-ig 15,20 m szürke agyagmárga piritszemekkel, molluszkum-maradványokkal.
46. 190,20—191,10 m-ig 0,90 m zöldesszürke, tufás márga.

47. 191,10—214,00 m-ig 12,90 m szürke, homokos agyagmárga, növényi és moluszkum-maradványokkal.

A 175,00—214,00 m közé eső rétegsor faunája: *Pyrgo* sp., *Triloculina gibba* D'ORB., *Quinqueloculina akneriana* D'ORB., *Quinqueloculina* sp., *Haplophragmoides latidorsatus* (BORN.), *Anumodiscus incertus* D'ORB., *Cyclammina placenta* (RSS), *Textularia trochus* D'ORB., *Textularia carinata* D'ORB., *Vulvulina capreolus* (D'ORB.), *Karriella siphonella* (RSS), *Clavulinoides szabói* (HANTK.), *Ceratobulimina contraria* (RSS), *Virgulina schreibersiana* ČJŽ., *Bolivina punctata* D'ORB., *Cassidulina* sp., *Lagena striata* D'ORB., *Glandulina laevigata* D'ORB., *Nodogenerina spinicosta* (D'ORB.), *Nodosaria radícula* L., *Nodosaria lalejugata* GÜMB., *Nodosaria acuminata* HANTK., *Nodosaria exilis* NEUG., *Nodosaria crassa* HANTK., *Dentalina consobrina* D'ORB., *Dentalina soluta* RSS., *Dentalina filiformis* D'ORB., *Dentalina adolphina* D'ORB., *Marginulina gladius* PHIL., *Marginulina fragaria* GÜMB., *Marginulina subbullata* HANTK., *Saracenaria arcuata* (D'ORB.), *Robulus crassus* (D'ORB.), *Robulus inornatus* (D'ORB.), *Robulus vortex* (FICHT.-MOLL.), *Robulus rotulatus* (LAM.), *Robulus calcar* (D'ORB.), *Robulus depauperatus* (RSS), *Robulus cultratus* MONTF., *Robulus arcuato striatus* (HANTK.), *Robulus budensis* (HANTK.), *Robulus limbosus* (RSS.), *Planularia kubinyii* (HANTK.), *Globulina gibba* D'ORB., *Guttulina problema* D'ORB. var. *delloidea* RSS., *Uvigerina pygmaea* D'ORB., *Sphaeroidina bulloides* D'ORB., *Eponides budensis* (HANTK.), *Eponides haidingeri* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *Cibicides ungerianus* (D'ORB.), *Cibicides propinquus* (RSS.), *Planulina costata* (HANTK.), *Planulina ariminensis* (D'ORB.), *Anomalina cryptomphala* (RSS), *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Dendrophrya* sp., *Szivaestű*, *Spatangida-tüske*, *Ostracoda*, *Pisces* (fog, pikkely, otolithus). A fauna összképe alapján, a rupéli emelet első számú foraminifera horizontjába tartozik.

Ez a fauna bizonyítja, hogy a rupéli rétegeknek foraminiferák alapján való szintekre bontása, — amit MAJZON Budapest környékétől Bükkszékig kimutatott, — itt is érvényes. A *Clavulinoides szabói* tartalmú rétegeknek ez a legészakibb magyarországi előfordulása.

LE FORAGE DE RECHERCHE D'EAU DE RUDABÁNYA

Par Gy. HEGEDŰS et M. SÍDÓ

Nous faisons connaître toute la série du forage de 214 m et, en vertu de la faune des échantillons de forage, on peut délimiter les formations des étages tortonien et rupélien. V. la liste de faune dans le texte hongrois.

РАЗВЕДОЧНОЕ БУРЕНИЕ НА ВОДУ, ПРОВЕДЕННОЕ В Д. РУДАБАНЫ

Д-р. Хегедюш и М. Шидо.

В нашей статье мы излагаем целую свиту бурения глубиной в 214 м и на основании фауны буровых проб (главным образом фораминифер) отделили образования паннонского, тортонского и рупельского ярусов. Перечисление фауны смотри в венгерском тексте.

MAGYARORSZÁGI KOVAFÖLDELŐFORDULÁSOKRÓL

(V. sz. melléklettel)

Írta: HORUSITZKY FERENC

A kovaföldek ipari jelentősége állandóan növekszik. Felhasználhatóságukat vegyi összetételük és fizikai tulajdonságaik szabják meg. A kovaföldeket felépítő kovamoszatvázak dús díszítése nagy felületet teremt, mely növeli szűrő- és elnyelő-, hő- és hangszigetelőképességüket. A kovamoszatok parányi méretei teszik lehetővé, hogy a kovaföldekből igen finom, akár baktériumszűrők is készüljenek, hő- és hangszigetelőképességük folytán pedig a nehéziparban, a hűtőiparban s az építőiparban jutnak jelentős szerephez.

Az élő szervezetek kiválasztotta kovásvav oldódóképessége viszonylag nagy. Ez, és többnyire nagy tisztasága teszi ezt az anyagot a vegyipar több ágában jól használhatóvá. Így a vízüveggyártásnak, a festékiparban az ultramarinkék, zöld- és ibolyafestékek gyártásának, a mesterséges pigmentfestékeknek legjobb alapanyaga a kovaföld.

A kovaföldek saját súlyuknál sokszorosan nagyobb mennyiségű nedveséget tudnak felvenni anélkül, hogy porszerű állapotukat elvesztenék. Jól használhatók ezért maró savas folyadékok szállítására. A nitroglicerinnel felszívásával ez az anyag a dinamit előállítására szolgál.

A kovamoszatok páncéljai igen nagy keménységűek: ezért alkalmazzák a kovaföldet a finomcsiszoló iparban. A tisztított, nemesített kovaföldet a kozmetikai ipar is több területen használja.

A kovaföldek ipari értéke a feldolgozás mértékétől és módjától függ (szerves szennyezés eltávolítása, pörkölés, vastalanítás, agyagtalanítás, frakcionálás stb.). Magyarországi termelőüzemeinkben a termelt kovaföldet semmiféle ilyen alaposabb előkészítésnek nem vetik alá, noha éppen ez az előkészítő eljárás az, mely a termék közgazdasági értékét megadja s exportképességét növeli. A feldolgozás módját a nyersanyag ismeretében és az iparágak igényeinek felderítésével a technológiai vizsgálatoknak kell megadniok. Mindezek láncszemei annak a munkának, melynek hazai nyersanyagértékeink minél belterjesebb kiaknázásához kell vezetnie.

A szurdokpüspöki-gyöngyöspatai kovaföldelőfordulás

Valamennyi hazai kovaföldünk fiatal harmadidőszaki eredetű. Főleg a tortónai és a szarmata vulkáni utóműködés során jelentkező hatalmas geizirkítőrések, helyenként jelentékeny mértékben megnövelték

az állóvizek kovasavtartalmát. Ezekben telepedtek meg a kovamoszatok, melyek vázaiból kovaföldtelepeink felhalmozódtak.

A földtani, műszaki, sőt ősnövénytani szempontból is legrégebben ismert kovaföldelőfordulás Gyöngyöspata—Szurdokpüspöki határában van.

Szurdokpüspökitől DK-re, Gyöngyöspata és Szurdokpüspöki között háromszögalakú süllyedés helyezkedik el, lényegileg piroxén-andezittufáktól és -lávától övezve. A medencét szarmata tortónai üledéksor tölti ki, kovaföldtartalmú üledékekkel. A medence területén a diatomeás rétegek vegyi és ősnövénytani összetétele is különböző.

Gyöngyöspatáról az első hozzávetőleges kémiai adatokat 1901-ben közölte HORUSITZKY H. [3]. Az általa vizsgált minta 59% sósavval kioldható karbonátot és 41% kovasavat tartalmazott. Egyéb alkatrészekre a vizsgálat nem terjedt ki, a kovasavtartalom viszont csak az ülepítéssel szétválasztott kovasavszemcsékre vonatkozik. A szurdokpüspöki kovaföld KALECSINSZKY-től származó teljesebb elemzése az alkatrészeket oxidokká csoportosítva közli [4]. A vizsgálati módok különbözősége miatt az összehasonlítás elég nehézkes. Feltűnő, hogy a szurdokpüspöki kovaföld kovasavtartalma 70%-nál több, CaO tartalma pedig mindössze 1,08%.

HORUSITZKY H. szerint a gyöngyöspatai minta «meszes kovaföld», a szurdokpüspöki pedig inkább «agyagos kovaföld».

A medence diatomaceáival 1933-ban CHENEVIER F. francia tudós foglalkozott [1].

A szurdokpüspöki kastélydombról felsorolt, csaknem 200 faj közt e lelőhelyen találta meg Európában először az eddig csak Barbadosból és Haitiből ismert *Entogias* nemzetség 6 faját. Megállapítja, hogy a Szurdokpüspöki és Gyöngyöspata közti előfordulások elegyesvíziek, a gyöngyöspataiak édesvíziek, a kastélydombi előfordulás ellenben csaknem tisztán tengeri. Ebből az üledékképződés körülményeinek változatosságára, s a medence vizének DK felé fokozatos kiédesedésére következtethetünk. Ezzel megmagyarázható a gyöngyöspatai kovaföld nagyobb karbonáttartalma is.

A medence földtani kerete uralkodóan rétegvulkáni jellegű piroxén-andezit és tufája. A piroxénandezit helyenkint lávaárszerűen települ a piroxénandezit tufái és agglomerátumai közé, másutt benyomul a tufák és agglomerátumok közé, kisebb-nagyobb közzetelések képében.

A nagy kovaföldbánya kovaföldelőfordulásainak főtömege DNy felé közvetlenül tufás-agglomerátumos sorozattal érintkezik. Ez alkotja a nagy lávatakarók fekvőjét is.

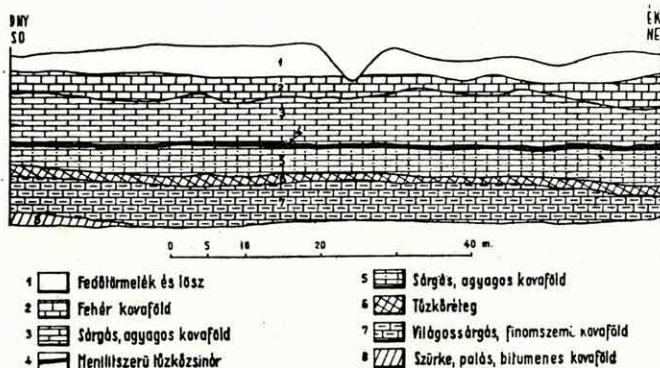
A medence eruptív fekvője középhegységünk helvétai—tortónai határra eső főkitörési időszakának terméke. A szurdokpüspöki nagy kovafejtő hányójának Ny-i végén a szálban álló andezittufákra átmosott tufa települ, amelyből középső-miocén gerincesek koptatott maradványai kerültek elő (*Paleomeryx* sp., *Brachypotherium* sp.) s innen írta le SZALAI T. a *Testudo strandi* néven leírt új ősteknős-faját [9]. VIGH Gy. a szurdokpüspöki Lapos-major szőlőjének K-i végéről tortónai-képű meszes homokkődarabokból foraminiferákat említ, de ezeket átmosottaknak tekinti [11].

A magasabb tortónaiba tartozhatnak, mint a vulkáni utóhatások ter-

mékei, azok a hidrokvartcitok, melyek a medence É-i peremén, Jánosváran és tőle Ny-ra közvetlenül kapcsolódnak a vulkáni képződményekhez.

A medence szarmata üledéksorának legalsó részén vékony hidrobiás édesvízi mészkő is tarkítja a diatomeás palákat, melyekben általában vékony, «hidrokvartcitos», vagy «geizirites betelepülések»-nek nevezett kvartcitos rétegecskék is megjelennek.

Véleményem szerint itt már nem a vulkáni utóhatások közvetlen termékeiről van szó, hanem ezek az *utólag oldalba ment organogén kovasav utólagos feldúsulásai*, s mint ilyenek, inkább a menilitekhez hasonlíthatók.



Szelvény a szurdokpüspöki nagy kovaföldbányából.

Profil de la mine de terre à silex de Szurdokpüspöki

1. Débris de couverture et loess
2. Terre à silex blanche
3. Terre à silex jaunâtre, argileuse
4. Bande de silex, semblable à la ménilite
5. Terre à silex jaunâtre, argileuse
6. Couche de terre à silex
7. Terre à silex d'un jaune clair, à grains fins
8. Terre à silex grise, schisteuse, bitumineuse

Разрез из большого рудника кремнезема д. Сурдокупшпёки

1. Покровные обломки и лесс
2. Белый кремнезем
3. Желтоватый, глинистый кремнезем
4. Шнур менилитовидного роговика
5. Желтоватый, глинистый кремнезем
6. Слой роговика
7. Светло-желтый, тонкозернистый кремнезем
8. Серый, сланцевый, битуминозный кремнезем

1. ábra.

Hydrobiák a kvartcitokban, sőt magában a palában sem ritkák. Egyes részletekből növénymaradványok is előkerülnek.

A medence kitöltésének uralkodó anyagát, a diatomeás palát ma a Csárdapuszta és a Lapostanyák között a Szurdokvölgy É-i oldalán telepített hatalmas fejtőkben lehet a legjobban tanulmányozni. A termelést eredetileg Gyöngyöspata határában, a Szárazpatak É-i partján, a Δ 266-tól ÉK-re kezdték meg. Az itteni vízmosásokban és felhagyott fejtőkben zavart településben jelenik meg a kovaföld. Részben zavart DK-i, részben 5° körüli ÉK-i dőlés észlelhető itt. Ezt a régi kovaföldbányát és gyárat a rosszabb minőség és a hosszabb szállítási út miatt már az első világháború után beszüntették, s helyett építették a vasút közelében az új gyárat Szurdokpüspökin, és telepí-

tették az új, ma már hatalmas fejtőket ugyancsak Szurdokpüspöki és Gyöngöspata között, a Csárdapusztától ÉNy-ra.

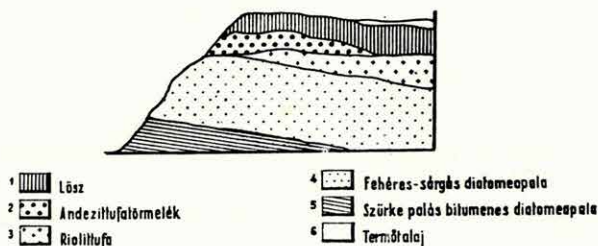
A Csárdapusztával szembeni két hatalmas fejtő a kovaföldes rétegsort mintegy 20 m vastagságban tárja fel.

A DNY-i fal szelvénye:

1. Agyagos törmelékes fedőréteg	0,5—6 m vastag
2. Fehér kovaföld	0,4—5 m «
3. Sárgás, kissé agyagos kovaföld	kb. 4 m «
4. Menilitszerű tűzkőzsínór	kb. 0,15 m «
5. Kissé agyagos, sárgás kovaföld	kb. 3 m «
6. Tűzkőréteg	kb. 0,15 m «
7. Finomszemű kovapala	6—7 m «
8. Sötétszínű, erősen lemezes kovapala	0,5—1 m «

A fekvő bitumenes lemezes pala dőlése $130/12^\circ$ (1. szelvény).

A Parafakőgyár bányájának K-i falán észlelhetően a kovaföldes sorozatra É felé kiékelődő, kb. 3 m vastag, valószínűleg átmosott riolittufa települ. Ennek a falnak egy szelvényt szakaszát kissé összevontan a 2. sz. szelvény



Szelvényrészlet a szurdokpüspöki nagy kovaföldbányán
KDK-i falából.

R. SZÁSZRÉ

Détail de profil du mur de ESE de la grande mine de terre à silex de Szurdokpüspöki

1. Loess
2. Débris de tuf andésitique
3. Tuf rhyolithique
4. Schiste à Diatomées, blanchâtre-jaunâtre
5. Schiste à Diatomées, gris, schisteux, bitumineux
6. Sol productif

Часть разреза из ВЮВ-ной стены большого рудника кремнезема д. Сурдопюшпёки

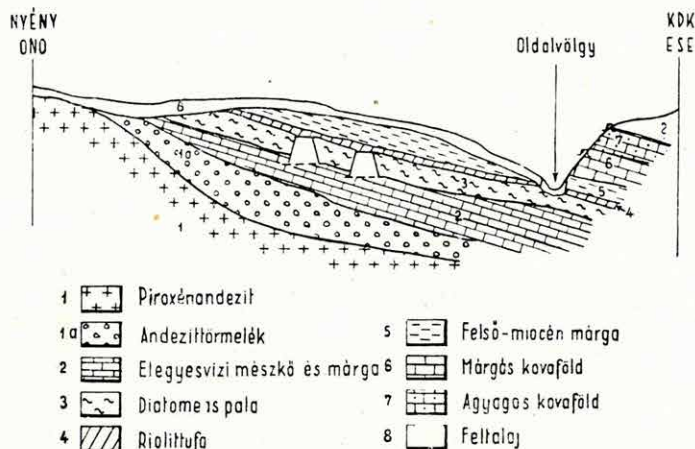
1. Лесс
2. Обломки андезитового туфа
3. Риолитовый туф
4. Белесовато-желтоватый диатомовый сланец
5. Серый, сланцеватый, битуминозный диатомовый сланец
6. Растительная почва

2. ábra.

ábrázolja. A K-i fejtőkben $120/10^\circ$ -os dőlés mérhető. A riolittufa fekvőjében a kovaföld a riolittufát áthordó erózió következtében 5—6 m-re vékonyodik ki. NyÉNy felé a kovaföld összvastagsága sokkal nagyobb. A felső szintek gyüredezett, zavart településéből következően, vastagságát a medence felé irányuló csuszamlások is növelhették.

NyÉNy felé haladva az üzemi nehézségeket a fedőrétegek gyors vastagodása fokozza.

Dőlésirányban haladva a Csárdapusztától K-re fekvő Oldalvölgyben is észlelhetünk kisebb, többnyire márgásabb kovaföldfeltárásokat, melyek azonban minőségileg silányabbak, és NOSZKY szerint az előbb tárgyalt nagy kőfejtő fedőjében telepítettek a szármata magasabb szintjeiben (3. ábra).



A szurdokpüspöki kovaföldelőfordulás szelvénye

R. CSASZÁRNÉ

**Profil de l'occurrence de
terre à silex de Szurdokpüspöki**

1. Andésite pyroxénique
- 1a. Débris d'andésite
2. Calcaire et marne d'eau saumâtre
3. Schiste à Diatomées
4. Tuf rhyolithique
5. Marne miocène supérieure
6. Terre à silex marneuse
7. Terre à silex argileuse
8. Sol.

**Разрез месторождения кремнезема д.
Сурдопюшпёки.**

1. Пироксеновый андезит
- 1a. Обломки андезита
2. Смешанноводный известняк и мергель
3. Диатомовый сланец
4. Риолитовый туф
5. Верхне-миоценовый мергель
6. Мергелистый кремнезем
7. Глинистый кремнезем
8. Поверхностная почва

3. ábra.

A nyugodt településű feltárásokban általában DK-i dőlés észlelhető. A döléseknek az egész területen térképre vitt tarkasága valószínűleg nem hegységszerkezeti okokból, hanem a kovaföldiszap megcsúszásával magyarázható. A mellékelt térképen VIGH Gy., KUBACSKA A. és ID. NOSZKY J. adatait is felhasználtam.

Az erdőbényei kovaföldelőfordulás

Sima és Erdőbénye között a Nagymondola Ny-i része és a Csonkás között tekintélyes hidrokvarcittakaró fekszik, amely ugyancsak fiatal harmadidőszaki vulkáni működés eredménye. Ez kétségtelenül fiatalabb — szármatakor — a szurdokpüspökinél. Az ugyancsak szármatakor — kovapalák itt a fiatal hidrokvarcitok fekvőjében vannak. Lejtőtörmelékben való fellépésüket Sima községtől DK-re, a Saspaták két partján 1937-ben WEIN Gy.

térképezte. A simai előfordulást is hatalmas hidrokvarcit-takaró fedi, s ahol a Saspaták ezt átszeli, fullerföldszerű bentonitos képződmény búvik elő a fekvőből.

Ez a felszíni előfordulás terelte a figyelmet a Saspaták és a Ligetmajor közti területre, ahol a negyedidőszaki nyirok- és humusztakaróval elfedett területen 36 kutatófúrást és egy aknát mélyítettek. Magyarország második, legjelentősebb kovaföld területének feltárása lett az eredmény, melynek anyaga minőségileg a szurdokpüspökít is felülmúlja. Vastagsága ugyan kisebb, de a kovaföld könnyen elérhető mélységben, vízveszély nélkül termelhető.

A Ligetmajortól ÉNy felé haladó út mellett mélyesztett akna 4 m fedőréteg alatt 2 m kovaföldet tárt fel. A fekvőből felhozott kőzet magas víztartalmú opálos betelepülésnek, vagy savanyú eruptívumnak látszik. A kovaföld átlagos vastagsága 1,5 m. A föléje települő meddő takaróréteg többnyire 2—4 m-nyi, de néhol a 8—10 m vastagságot is eléri. A kovaföldelőfordulások Ligetmajortól DK-re még folytatódhatnak.

A tályai kovaföld

A tályai előfordulást NEUPAUER I. már 1867-ben említi [6]. Algaflórájával PANTOCSEK 1889-ben foglalkozott [7], a beléje zárt rovarmaradványokat pedig PONGRÁCZ A. írta le [8]. Megemlékezik Tállya kovapaláiról HOFFER A. [2] és MAIER I. is [5].

Az előfordulás Tállyától ÉK-re, a nagy andezitfejtővel szemben, a Gomboska oldalában észlelhető. Az itt kihajtott táró talpa 388 m t. sz. f. magasságú. A riolittufába itt több helyütt települnek be vékony, lemezekre elváló diatomeás rétegek («kártyakő»). Azonban ezek legnagyobb rétegvastagsága is csak 70—80 cm. Fekvőjében is ismételten fellépnek laza riolittufába ágyazott, néhány cm-es kovaföld rétegecskék. A vastagság a rétegeket elválasztó riolittufa betelepülésekkel együtt 0,80—2 m között ingadozik, de tisztán csak az említett 70 cm-es réteg termelhető. A tályai előfordulásnak tehát alig lehet jelentősége.

Csökkenti értékét a szállítás nehézsége is (a kitermelt anyagot nagyon meredek, rossz hegyi úton kell a bányából leszekerezni). Anyagának rendkívüli finomsága és tisztasága miatt azonban mégsem hagyható figyelmen kívül.

A gomboskai táró közvetlenül a piroxénandezit alá hatol. A piroxénandezittakaró alatt fekvő s a diatomearétegeket magabazáró riolittufasorozat — kovaföldjeinek faunája és flórája szerint — kétségtelenül szarmata.

Kovaföldek a környékről még számos helyen ismereteseek. Így a Dobogótető DK-i oldalában 380 m magasságban; a Sashegy DK-i lejtőjén, 220 m-es magasságban; a Galambos É-i oldalában 460 m magasságban stb. Ezek azonban többnyire még az 1 dm vastagságot sem érik el.

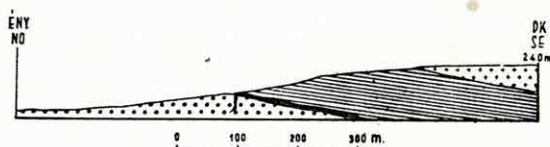
Az abaújszántó-cekeházai kovaföldelőfordulás

Cekéháza és az Aranyosmalom között az Aranyospatak DK-i partoldalát számos kisebb-nagyobb vízmosás szabdalja. Különösen a part DNy-i szakaszán ismerünk több kovaföldelőfordulást. Így kovaföldet tár fel a Ceke-

házáról DK felé lehúzódo vízmosás, s a községtől ÉK-re sorakozó első három vízmosás alsó szakasza.

Ezek az előfordulások korántsem olyan tiszták, mint az eddig ismertettek, amennyiben sűrűn váltakoznak riolittufával. A kovaföldrétegeket magabazáró riolittufa fedője itt is piroxénandezit, tehát a tállyai jellegű kovaföldelőfordulással van dolgunk.

A cekeházai előfordulás is egyike az irodalomból legrégebben ismerteknek. Az itteni kovapalákat is növény- és hallenyomatok jellemzik. Ezeket



- | | |
|---------------------------------------|------------------------------|
| 1. Horzszaköves riolittufa és breccsa | 3. Diatomeapalás betelepülés |
| 2. 1 m vörös homokkőpad | 4. Piroxénandezit |

Szelvény Cেকেহázától DK-re.

в сечении

Profil à SE de Cেকেহাза

Разрез на ЮВ от д. Цекехаза

1. Tuf et brèche rhyolithiques à ponce
2. Banc de grès rouge, 1 m.
3. Intercalation à schiste à Diatomées
4. Andésite pyroxénique

1. Пемзовый риолитовый тuff и брекчия
2. Плат красного песчаника мощности в 1 м
3. Прослой диатомового сланца
4. Пироксеновый андезит

4. ábra.

a rétegeket először WOLF H. találta meg [12]. A kovapalák növénylenyomatait UNGER F. ismertette [10].

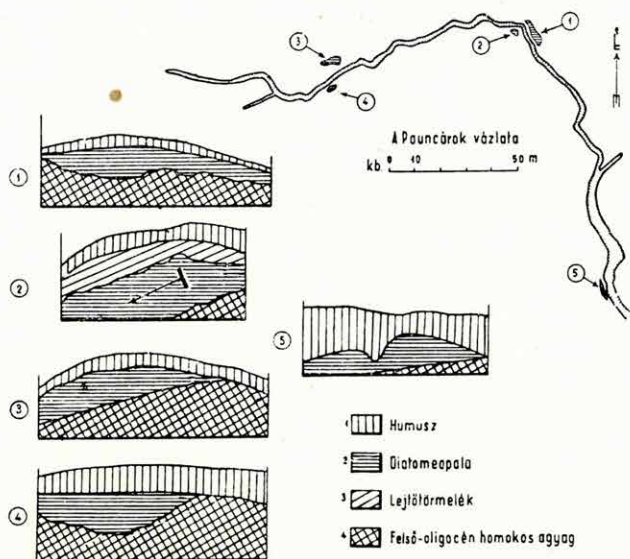
A cekeházai Nagyárok elején horzszaköves riolittufa és breccsa fekszik, melyet fölfelé vékony vöröses homokköves riolittufapad zár le. Erre következik az a több mint 100 m vastag finomszemű riolittufasorozat, mely a leveles kovapala betelepüléseket magába zárja. A 240 m-es magassági görbe táján ezt a diatomeás riolittufás sortozatot szarmatakorai piroxénandezit zárja le. Műre érdemes kovaföldelőfordulást itt nem láttam. Véleményem szerint nem volna kilátástalan itt a kovaföldes riolittufa sortozatot feltárni. (4. ábra).

A szokolyai kovaföldelőfordulás

A szokolyai kovaföldelőfordulások azt mutatják, hogy a kovaföldek a Börzsönyhegységből sem hiányzanak.

Szokolya és a tőle DNy-ralévő Nacsapéreghegy között csaknem 2,5 km széles és 5 km hosszú, lösszel fedett terület fekszik, melybe a Nacsagromi-árok vágódik bele. Alulról az első vízmosást, mely ennek a pataknek a völgyébe torkollik, a helybeliek Pauncároknak nevezik. A kovaföldelőfordulások a Pauncárok és a Nacsagromi-patak találkozásánál kezdődnek, s a Pauncárok

alsó szakaszán, az árok kanyarulatát követve, több mint 150 m-en ismételtén előbukkannak. Az árokban csak annyi állapítható meg, hogy a kovaföld vastagsága az eróziós térszín alakulása szerint különböző; 1 m-es átlagvastagságnál nem szabad itt nagyobbval számítanunk. A vastagság bizonytalanságát fokozza, hogy a képződményt humusz és lejtőtörmelék fedi, tehát felső szintjei is sokhelyütt az erózió áldozatául estek.



A Szokolya melletti Pauncárokban lévő diatomeapala előfordulások
a. csúszái

**Les occurrences de schiste à Diatomées
dans le fossé Paunc, près Szokolya**
Esquisse du fossé Paunc.

1. Humus
2. Schiste à Diatomées
3. Éboulis
4. Argile sableuse oligocène supérieure

**Месторождения диатомового сланца
в рве Паунц вблизи д. Соколя.**
Схема рва Паунц

1. Гумус
2. Диатомовый сланец
3. Осыпь
4. Верхне-олигоценная песчаная глина

5. ábra.

Az említett diatomeás előfordulások vázlatát TAMÁS F. készítette (5. ábra).

A Pauncárok 720,22 m-es háromszögben tárja fel a kovaföldet. PAPP F. szerint kovaföldelőfordulások vannak a Nacsagromi-árok felső szakaszán is.

A mecesek-környéki kovaföldelőfordulások

Kovaföldelőfordulásokat ismerünk Hidas környékén is, amelyeket WEIN GY. tanulmányozott 1949-ben. Részletesebb adatait még nem ismerjük.

IRODALOM

1. CHENEVIER E.: Note sur dépôt de Terre à Diatomées fossiles récemment découvert près de Szurdokpüspöki. Földt. Közl. LXIII. 1933.
2. HOFFER A.: Geológiai tanulmány a Tokaji hegységből. A debreceni Tisza István Tud. Társ. Honism. Bizotts. Kiadv. II. k. 1. f. Debrecen. 1925.
3. HORUSITZKY H.: A gyöngyöspatai diatomeaföld. Földtani Közl. XXXI. k. 1901.
4. KALECSINSZKY S.: Közlemények a m. kir. Földtani Intézet kémiai laboratóriumából. A m. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1892-ről. Budapest. 1893.
5. MAIER I.: Tokaj-Hegyalja Tálya és Mád közé eső területének földtani leírása. Budapest. 1928.
6. NEUPAUER I.: Az ásatag diatomeák, riolit csiszpalákban és egyéb kőzetekben. Math. Term. Tud. Közl. V. Pest. 1867.
7. PANTOCSEK I.: Beiträge z. Kenntniss d. foss. Bacillarion Ungarns. Nagytapolcsány. 1889.
8. PONGRÁCZ A.: Fossile Insekten aus Ungarn. Pal. Hungarica. 1921—23.
9. SZALAI T.: Testudo strandi n. sp. eine Riesenschildkröte aus dem Miocän von Szurdokpüspöki. Festschrift zum 60. Geburtstage v. Prof. dr. Erich Strand. Vol. I. Riga. 1936.
10. UNGER F.: Die Fossile Flora v. Szántó in Ungarn. Denkschr. d. kais. Akad. d. Wiss. bd. XXX. 1869.
11. VIGH Gy.: A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és a baktai Hidegvölgy között. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. Budapest. 1939.
12. WOLF H.: Die Gegend zwischen Korlát-Fony und Szántó-Gibárt. Verhandl. d. k. k. Geol. R. A. 1868.

LES OCCURENCES DE TERRE À SILEX EN HONGRIE

Par. F. HORUSITZKY

Toutes nos terres à silex sont d'origine tertiaire. C'est surtout à l'effet de l'activité postvolcanique tortonienne et sarmatienne que se présentaient d'immenses éruptions de geyser qui, par endroits, ont considérablement accru la teneur en acide silique des eaux dormantes. C'est là que les Diatomées s'établirent et nos gisements de terre à silex se sont amassés de leurs carapaces.

La plus ancienne occurrence connue de la terre à silex se trouve sur le territoire de Gyöngyöspata-Szurdokpüspöki, dans une dépression tringulaire. Entre autre en 1933, E. Chenevier a constaté sur la base de la flore de la colline du château («Kastélydomb») de Szurdokpüspöki que les occurrences entre Szurdokpüspöki et Gyöngyös sont d'origine d'eau saumâtre, celles de Gyöngyöspata sont d'eau douce, mais l'occurrence de «Kastélydomb» est purement marine. C'est par là qu'on peut expliquer la plus grande teneur en carbonate de la terre à silex de Gyöngyöspata.

Le mur du bassin est le produit de la période des éruptions principales helvético-tortonniennes, à restes émoussés des crêtes miocènes moyennes. Au bord septentrional du bassin, se trouvent des hydroquartzites que l'on peut ranger dans les horizons supérieurs du Tortonien. Dans la partie la plus basse de la série des sédiments sarmatiens, il se présentent des couches quartzitifères très minces que l'on appelle intercalations hydroquartzitifères ou «geyséritifères». Or, ceux-ci ne sont plus les produits directs des effets post-volcaniques, mais les concentrations postérieures de l'acide silique postérieurement dissous et il peuvent plutôt être comparés aux ménilites.

Entre Sima et Erdőbénye, c'est-à-dire entre la partie occidentale du Nagymondola et le Csonkás, l'on trouve une considérable couverture à

hydroquartzites, ce qui est le résultat d'une activité volcanique tertiaire jeune. Elle est sarmatienne, plus jeune que celle de Szurdokpüspöki.

NE de Tállya, dans le flanc du Gomboska, il s'intercalent à plusieurs endroits des couches à Diatomées qui se séparent en lames minces, et dont le mur contient de petites couches de terre à silex, encaissées dans le tuf rhyolitique. Les occurrences sont insignifiantes.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ КРЕМНЕЗЁМА ВЕНГРИИ

Ференц Горушички

Все кремнезёмы нашей страны имеют юно-третичное происхождение. Особенно под влиянием тортонского и сарматского послевулканического действия произошли огромные прорывы гейзеров, которые в некоторых местах в значительной мере увеличили количество кремнезёма в стоячих водах. В подобных водах оседали диатомовые водоросли, из скорлуп которых скапливались наши кремнезёмные залежи.

Наиболее давно известное месторождение кремнезёма находится в районе дд. Дьёндьёшпата и Сурдокпюшпёки, в депрессии, напоминающей форму треугольника. На основании флоры холма Каштельдомб в д. Сурдокпюшпёки между прочим в 1933 г. Э. Шеневье установил, что месторождения, находящиеся между д. Сурдокпюшпёки и г. Дьёндьёш являются смешанноводными, месторождения д. Дьёндьёшпата пресноводными, а месторождение холма Каштельдомб чисто морским. С этим обстоятельством можно объяснить большее карбонатосодержание кремнезёма д. Дьёндьёшпата.

Подстилка бассейна является продуктом гельветского-тортонского главного эрупционного периода, с истеранными остатками средне-миоценовых хребтов. На северной окраине бассейна встречаются гидрокварциты, причислимые к более высокому тортоу. В низшей части сарматской свиты появляются тонкие, небольшие кварцитовые слои, названные «гидрокварцитовыми» или «гейзиритовыми прослойками». Однако эти слои уже не являются непосредственными продуктами послевулканических действий, но дополнительными обогащениями кремнекислоты органического происхождения, перешедшего впоследствии в раствор; они скорее напоминают менилиты.

Вследствие юно-третичного вулканического действия между дд. Шима и Эрдебёнье, между западной частью горы Надьмоноха и горой Чонкаш, встречается значительный гидрокварцитовый покров. Он моложе гидрокварцита д. Сурдокпюшпёки и имеет сарматский возраст.

На северо-восток от д. Талья, на склоне горы Гомбошка, в риолитовых туфах в некоторых местах залегают диатомовые слои, отделяющиеся на тонкие пластинки, в подстилке которых встречаются небольшие слои кремнезёма, вкрапленные в риолитовый туф. Месторождения являются незначительными.

ADATOK NÉHÁNY BÜKKHEGYSÉGI KARSZTFORRÁS ISMERETÉHEZ

Írta: JAKUCS LÁSZLÓ

A Görömböly, Bükkszentkereszt, Nagydél, Kiskőhát, Bálvány, Csikorgó, Haricavölgy, Varbó, Csanikvölgy, Diósgyőr és Görömbölytapolca közötti terület vízföldtanilag két részre osztható. Az alaphegység víztömege csaknem teljes egészében karsztvíz. Ezzel szemben a fedőhegységi vizek, bár némely esetben az alaphegységi, leszorított karsztvíztömegből hozzákeveredés biztosra vehető, főként réteg- és talajvizek. Vizsgálataim első sorban az alaphegység vízkérdéseit kívánták tisztázni.

A területet főként mezozói üledékek és vulkáni termékek építik föl. Amíg a diabáztufák, porfiritek és porfirítoidok a terület minden részén csaknem tökéletesen vízzáró rétegekként jelentkeznek, az alárendeltebb paleozói (permi) és a túlsúlyban lévő mezozói (triász) üledékek a teljesen vízzáró rétegektől a félig áteresztők és a helyenként áteresztő rétegeken keresztül a tökéletesen átbocsátókig vízáteresztés tekintetében a legkülönbébb viselkedésű közettípusokat tartalmaznak.

Vízáteresztő kőzetek összefüggő nagy kiterjedésben csak a ladini emelet mészkövében nyomozhatók. A kampili emelet rétegsora, főként Hámor környékén, ugyancsak tartalmaz helyi jellegűen jó vízátbocsátó, aránylag szennyezetten mészkőrétegeket, melyeknek egyikében-másikában kisebb mértékű karsztosodás is kimutatható, mégis, ezek a terület nagy vízföldtani képének kialakulásában kevésbé fontosak. Rétegtani és szerkezeti helyzetüknél fogva jó vízzáró rétegek választják el őket a nagy kiterjedésű egyéb víztartó összletektől. Másrészt azonban a velük közvetlen érintkezésben lévő agyagpalák agyagbeiszapolódása, a mészkőrétegek repedéseit sok helyütt eltömte s ezzel magát a mészkövet is vízzáró réteggé alakította át. A Hámori-tó mindkét partján nyomozható — BALOGH K. szerint guttensteini — dolomit is, valószínűen ugyanezért minősül vízzárónak. A Garadnavölgy középső szakaszán, majd innen tovább Ny-ra, egyre szélesedő sávban nyomozható permi, sötétszürke, palás, helyenként meszes és dolomitos rétegsort egészében véve féligáteresztő kőzetnek vehetjük, melyben a helyi jellegű vízáteresztő tagok sűrűn váltakoznak a vízzáró palákkal. Ezért aránylag sok, de kis vízhozamú rétegforrás fakad belőle. A területen kibukkanó egyéb triász rétegek viszont mind vízzárók, beleértve még a SCHRÉTER által seisi-nek jelzett és aránylag sok palásszerkezetű mészkőbetelepülést tartalmazó —

legszebb feltárásban az ómassai felső úton nyomozható — alsó-triász rétegsort is.

A vizsgált területet a garadnavölgyi boltozat vízzáró rétegei vízföldtanilag egy É-i kisebb és egy D-i nagyobb területre vágják. Az É-i és a D-i karsztvízterület a legcsekélyebb összefüggésben sincs egymással. Márcsak ezért sem lehet egységes бүккi karsztvízről beszélni. Ezen túlmenően azonban kampili és ladini agyagpalák közti mészkő- és dolomitterületen belül sem lehet ilyet feltételezni. Az É-i mészkőterületen pl. két jól szételemezhető karsztvízterületet sikerült kimutatni; a D-i területen hét, egymástól független karsztjáratrendszer bontakozott ki vizsgálataim során. Mindegyik karsztvízegységhez egy vagy több, de ez esetben egymáshoz közeleső, nagy vízhozamú karsztforrás tartozik. A karsztforrás helyének tengerszintfeletti magassága határozza meg a hozzátartozó karsztvízegység magasságát is, és pedig az ismert elv szerint, a forrástól távolodva egyre emelkedőbb szintben. A források vízgyűjtő területére, illetve a hozzájuk tartozó karsztvízegységekre vonatkozólag némi tájékozódást nyújtanak a vízfestési eredmények. A vízfestési eredményekből értékes következtetéseket vonhatunk le a karsztvízegységek vízföldtani történeti fejlődésére vonatkozólag is.

A déli karsztvízterületen Ny-ról K-re haladva a következő 7 nagy karsztforrást, illetve karsztforráscsoportot találjuk: Garadna-főforrás, Alsó-Sebesvíz-források, Margitforrás I—II, annabarlangi források (a melegebb I. és a hidegebb II. !), Szinvaforrások (alsó és felső), a Diósgyőri-Szentgyörgy-forráscsoport és a görömbölytapolcai Hejőforrások.

A Garadna-főforrás kb. 510 m t. sz. f. magasságban, a legalsó triász agyagpalás, meszes — SCHRÉTER szerint seisi — rétegsorából bukik felszínre. A forrás legkisebb vízhozama, tartós nyári szárazságok idején kb. 1200 percliter. Normális nyári vízhozama 1400—1500 percliter. Tavaszi (hóolvadáskori) és őszi (esőzések) vízhozama a rendes nyári vízhozamnak öt-, sőt tízszerese is lehet. Március 3-án a percenkénti vízhozam kb. 10 000 liter volt, ezt megelőzőleg azonban, egy februárvégi olvadással együttjáró langyos eső után a forrás foglálásán dolgozó munkavezető 18000 percliter vízhozamot mért. A forrás hőfoka, rendes vízhozam mellett, ez év minden szakában 8—9° C. Ettől eltérően, a télvégi és nyári árvízi időszakokban erősen változó. A rendest nem sokszorosan túlszárnyaló vízhozamú időkben a forrás ivóvíznek alkalmas, tiszta karsztvizet szolgáltat. A tavaszi és őszi vízhozamnövekedés a gyorsan lefutó olvadék és csapadékvizeknek a forrás földalatti járataiba ömlésétől származik, ilyenkor a víz gyengén zavaros és fertőzöttnek tekinthető.

Különböző időpontokban vett vízminták vegyi elemzésének néhány adatát párhuzamba állítva, a víznek a különböző időszakokban beállott kémiai változásai alapján, következtetni lehet a karsztvizet tároló mészkőösszetek karsztosodottságára.

Vízhozam szempontjából a legkisebb értékét X. 5-én mutatta a forrás, a decemberi vízhozam ennél jóval nagyobb volt, míg a márciusi vízhozam kimondottan nagy, árvízi vízmennyiséget produkált. Ugyanakkor a víz hőmérséklete legalacsonyabb volt a márciusi mintavétel idején (hóolvadékból

	mg/literben, a mintavétel időpontjában		
	1950. X. 5.	1950. XII. 1.	1951. III. 2.
Ca	74,1	84,6	78,2
Na	15,9	10,0	9,61
Mg	9,35	7,7	9,35
HCO ₃	267,9	284,9	283,1
Cl	14,8	10,4	2,5
SO ₄	14,9	11,0	14,78
NO ₃	2,5	6,0	4,7
Karbonátkeménység	12,3	13,1	12,99

adódott az erős áradás), a decemberi hőfok közép, míg az októberi a legmagasabb értéket mutatta.

Köztudomású, hogy a források csak azokat az ionokat tartalmazhatják, amelyek a víz földalatti útjait felépítő kőzetekben jelen vannak. A víz telítettségi fokának eléréseig feloldott kőzetanyag mennyisége elsősorban az oldási idő, a vízhőmérséklet és a nyomás következménye. Bizonyos szénsavtartalmú víz annál több karbonátot old, minél hidegebb. Azt lehetne tehát várnunk, hogy a három minta közül a legutolsó tartalmaz legtöbb Ca- és HCO₃-iont. Hozzájárul ehhez az is, hogy feltételezhetően nagy víz-állás mellett a hidrosztatikai nyomásnak is csak a növekedésével számolhatunk. Mivel a Ca és HCO₃ mennyiségének egyenesvonalú növekedése a 3 minta esetében nem áll fenn, ennek csak az oldási lehetőség idejének erős megrövidülése lehet az oka. A felszíni vizek tehát jól kidolgozott, tág üregrendszeren, gyorsan futottak le a forrásig, nem sokat időzve a vízvezető kőzetben. Az, hogy a felszínről befolyó hideg vizek (hólé) még a felszín természetesen legszűkebb repedéseiben, vízjárataiban sem tudták elérni a kisvíz idején mutatott telítettségi fokot, holott oldóerejük lényegesen nagyobb volt, azt bizonyítja, hogy a vízgyűjtő terület mélyebb vízvezető rendszere a felszínnel is tág, erősen kioldott járatokkal, víznyelőkkel van összefüggésben. A vízjáratoknak ugyanezt az erős, barlangszerű kidolgozottságát bizonyítja az is, hogy még arra sem volt ideje a víznek, hogy a kőzet mélyebb szintjeiben az évi középhőmérsékletet felvegye.

Az Na és a Cl oldhatóságát a hőmérséklet fordított irányban, de így is csak gyengén befolyásolja. Ezeknek az anionoknak, illetve kationoknak még szembetűnőbb mértékű csökkenése ugyancsak azt bizonyítja, hogy a víz útja tágas barlangrendszer, mely gyors lefolyást biztosít. Szulfácionok minden valószínűség szerint csak a víz útjának utolsó szakaszán, az agyagpalás vízzáró összlet áttörésében kerülnek a vízbe. Ebben az összletben a vízszállító repedések a legnagyobb apály idején is teljesen ki vannak töltve vízzel, s itt az árvízi vízhozamnövekedés okozta gyorsabb folyást, más oldalról a megnövekedett nyomás által létrejött oldótendencia erősödés ellensúlyozza szulfátoldás szempontjából. Ezért nem mutatkozik a szulfátban csökkenés nagy vízhozam idején. Az elemzéseknek ugyanilyen értelmű tanúsága sze-

rint a Mg jelentős része ugyancsak ebből az összletből kerül a forrás vizébe.

A víz nitráttartalma a vízgyűjtőterület felszínén bekövetkezett szennyeződésből származik, s változó értékeiből arra következtethetünk, hogy a víz baktériumos szennyeződésének is akkor legnagyobb a veszélye, amikor aránylag hosszú, kevés csapadékú idő után az első nagyobb vízhozamok jelentkeznek a forrásban.

A Garadnaforrás vízgyűjtőterületét, illetve a forráshoz tartozó karszt-vízegység kiterjedésének helyzetét vízfestési eljárásokkal sikerült eredményesen nyomozni. A forrás vízgyűjtőterülete lényegében a tőle DNy-ra húzódó mészkővonulatrésszel jelölhető. A Garadnaforrás vízgyűjtőterületén megejtett vízfestési vizsgálatok a következők voltak:

1. 1950 júliusában 20 dkg ammóniás fluoreszcein-oldattal megfestettem a Bolhási-víznyelőt. A víznyelőben a festés idején víznyelés nem volt, ezért a festéket a nyelőbe kb. 60 m³ vízzel mostam bele. Ez úgy történt, hogy a nyelő előtt levő kisebb halastóból a gát meghatározott idejű átvágásával engedtem el a szükséges öblítővizet. A Garadnaforrásban a festék, 5 napig tartó megfigyelés alatt, nem jelentkezett. A forrás vízhozama kb. 1400 l/perc.

2. Az eredménytelen fluoreszceinos festés után kb. 8 napra a víznyelőt 3 kg savanyú-fuchsinnal ismét megfestettem. Felhasznált öblítővíz kb. 40 m³. Eredmény ez esetben negatív. Vízhozam, mint fent.

3. Július legutolsó napjaiban a Jávorkúti víznyelőt festettem meg 50 dkg fluoreszceinnel. A Jávorkúti-tóból kb. 80 m³ öblítővízzel mostam be a festéket. Öt napig tartó megfigyelés eredményeként megállapíthattuk, hogy a festési kísérlet eredménye negatív. Vízhozam, mint fent.

4. 1951. márciusában a Bolhási-víznyelőben állandó jellegű erős vízfolyás volt. Az elnyelt víz mennyisége kb. 200 l/perc. Az eltűnő hóolvadákvíz ez esetben 30 dkg fluoreszceinnel festettem meg, s a tóból is leengedtem a festés után kb. 50 m³ vizet. A Garadna főforrásában a fluoreszcein 7 és fél óra múlva kezdett jelentkezni, 8 óra múlva a forrásban a zöld szín elérte a töménységi csúcspontot. Ettől kezdve fokozatosan színtelenedett a víz. A teljes kitisztulás 3 nap múlva következett be. A forrás vízhozama ekkor kb. 10 000 l/perc volt.

5. A Bánkút melletti «Visszafolyót» 1951 tavaszán, hóolvadás mellett festettem meg. A Visszafolyóba ekkor állandó jelleggel kb. 20 l/perc víz folyt be. A felhasznált fluoreszcein mennyisége 1 kg. A Garadna főforrásában 4 nap múlva jelentkezett a festék. A forrás kitisztulása kb. 6 napig tartott. A forrás vízhozama a festés idején kb. 8000 l/perc volt.

6. 1951 tavaszán, hóolvadáskor a Nagymező egyik dolinájában festettem meg az elszivárgó olvadékvizet. Felhasznált fluoreszcein mennyisége 30 dkg. A forrásban a zöld szín nem jelent meg. A forrás vízhozama kb. 5000 l/perc volt.

A nagy nyári szárazságban megejtett vízfestések — még az aránylag kis távolságúak is — eredménytelenek voltak, ezzel szemben a magasabb forrásvízálláskor megejtettek reményen felüli sikerrel jártak (a bolhási víznyelő megfestése után pl. már 8 óra múlva megzöldült a Garadnaforrás!), azt jelenti, hogy a forrás vízrendszerében emeletes földalatti üregrendszerrel van dolgunk, azaz a karsztvízegység területéről, egymásfeletti szintben, emeletszerűen, két vízvezető járatrendszer húzódik a forrás felé. Akárcsak az Aggteleki-barlangnál, a felső járatrendszer jól kidolgozott, tágas barlanghálózat, amely a garadnavölgyi vízzáró legalsó-triász rétegsornak a fennsík mészkő felé való felső térszíni érintkezésével színtezhető s a régi garadnaforrási karsztvízegység szintjét jelzi. Ebbe a rendszerbe szolgálnak a felszíni víznyelők. Ebben a felső üreghálózatban az év legnagyobb részében nincs összefüggő vízfolyás. A rendszer az alsó, a mai Garadnaforrás által meghatá-

rozott vízszinten kifejlődött repedés- vagy üregrendszerrel csak a forrás közvetlen közelében van összeköttetésben, tágasabb belső víznyelők kapcsolatával. A felső rendszer egyébként lefelé teljes hosszában zártnak tekinthető, ami azt jelenti, hogy a felszíni víznyelőkön lefolyt nem nagymennyiségű víz csak szűk, oldással ki nem tágitott repedéseken tud lassan leszivárogni az alsó, a karsztvíz mai szintjét jelző, szűk járatú hálózatba. A szennyezett felszíni vizek ez alatt a lassú szivárgás alatt megszűrődnek, s így rendes, kis vízhozam mellett a forrást nem szennyezik. Ugyanezen oknál fogva nem járt eredménnyel a száraz időszaki vízfestés sem. Nagy víztömegeknek a felszíni víznyelőkbe jutása azonban létrehozza a felső barlangrendszerben az összefüggő vízfolyást s így a szűretlen víztömeg eléri a forrás közelében kifejlődött tágabb belső víznyelőket, s ezeken keresztül szűretlenül az alsó rendszer vizéhez ömlik. Ilyenkor szennyeződést, illetve vízfestéses vizsgálatunk alkalmával a használt vízfesték jellemző színét mutatja a forrás vize.

A Garadnaforrás mai helye, így az emeletes vízvezető rendszer kifejlődése is annak köszönhető, hogy a garadnavölgyi vízzáró rétegsor által korábban felduzzasztott karsztvíznek sikerült a vízzáró összetettségnek egy, a völgytalphoz viszonyítva mélyebb pontján utat törni magának. Nemcsak a D-i területen nincs tehát egységes karsztvízszint, de még a Garadnaforráshoz tartozó karsztvízegység sem jelent «karsztvíztükröt», hiszen a karsztvíz lefolyásának útja emeletszerű szintjeiben is különböző, a mindenkori csapadékvízviszonyoktól függően. Bő csapadéku (hóolvadási) időben a felsőbb szintek vizei uralkodnak a forrásban, száraz időben az alsóbb, mélyebb szintekéi.

A Garadnaforrás vízgyűjtő területe erősen karsztosodott. Számtalan víznyelő, töbör, zsomboly (a Kiskőhát-zsomboly nézetünk szerint a felső barlangrendszer felszínre szakadása) utal a kőzetösszetétel mélyén rejtőző karsztjelenségek fejlettségére.

Az *Alsó-Sebesvíz-forrás* kisebb vízhozamú, állandó jellegű karsztforrás. Nyári vízbősége 1000, március 4-én mért vízhozama kb. 2300 percliter volt. A forrás t. sz. f. magassága kb. 560 m. A középső-triász mészkő a Garadna D-i oldalán húzódó vulkáni sáv határvonalán bukik elő, jóval a garadnavölgyi helyi erózióbázis felett. A forrás hőfoka rendes vízhozam mellett 8,5–9,0° C. Három, különböző időpontban vett vízmintájának főbb elemzési értékei:

	mg/liter a mintavétel időpontja szerint		
	1950. X. 5.	1950. XI. 9.	1951. III. 2.
Ca	90,4	105,8	115,6
Na	10,2	11,5	9,04
Mg	4,4	6,5	2,6
HCO ₃	283,1	341,7	361,2
Cl	8,7	7,4	2,4
SO ₄	19,2	21,1	16,32
NO ₃	2,0	4,0	3,0
Karbonátkeménység	13,0	15,7	16,6

A víznek CaCO_3 -ban való gazdagságából a vízgyűjtő terület felszínének zártabb mivoltára, azaz a felszíni karsztjelenségek (tág víznyelők) aránylagos hiányára, másrészt egyszintű vízgyűjtő rendszerre kell gondolnunk. A Garadnaforrás nyáron mélyebb vízszintjének lassú szivárgású vizei, az árvízi hozamok oldott anyagban szegény, magasabb szintű járatokban folyó vizeivel összehasonlítva magyarázzák a Garadnaforrás vízének ismertett változásait. A Sebesvízforrás esetében a víz karbonátkeménységének fokozódó növekedéséből ennek az emeletes rendszernek a hiányára gondolhatunk. Ha meggondoljuk, hogy ilyen egyszintű járatrendszer esetén a mésztartalom növekedése csupán a víz hőmérsékletének csökkenésétől függ a jelzett bővízü időszakokban, maguktól értetődökké válnak az elemzéseknek a karsztvízegységen belül egy szintet jelentő adatai. A nitráttartalom viszonylagos alacsony értéke és a nem karbonátos ionok elég nagy százaléka ugyancsak azt bizonyítja, hogy a víz a felszínt borító vékony humuszrétegben elég sokat tekereg, míg megtalálja a mészkő mélyébe vezető repedéseket. Közben a humusz és vörösiszap rétegek egyrészt szűrőhatást biztosítanak, másrészt oldatba juttatnak néhány egyszerű nátrium- és magnéziumsót.

A forrás fejlődéstörténete nem mutat olyan változást, mint a Garadnaforrásé. A karsztvízegység területén a felszíni karsztjelenségek aránylag gyengén fejlettek. A forrás völgyében felhalmozódott mésztufa arra utal, hogy mindamellett a földalatti vízhálózat kialakulása barlangképződéssel kapcsolatos. Emeletes barlangrendszer e helyen már csak azért sem fejlődhetett, mert a forrás nem vágódott be lényegesen a vízzáró összletbe. A forrás jellegzetes duzzasztott karsztforrás.

A Garadnavölgy másik nagy karsztforrása a *Margit-forráscsoport*. A tógazdaság területén fakadó két forrás egy vízrendszerhez tartozik, csupán a karsztvíznek a völgyfenék alluviumában való szétfolyása következtében osztott jellegű.

Ez év augusztusában a két forrás összvízhozama 2200 percliter volt. Ez az árvízi hozam idején 10—12-szeresére szokott növekedni. A forrás rendes vízhozamú hőfoka 8,8—9,2° C. Vizsgálataink kimutatták, hogy ez a forrás a Garadnaforrással tökéletesen megegyező felépítésű és szerkezetű területről, emeletes barlangrendszerből kapja vizét. A forrás vízrendszerének fejlődéstörténete is teljesen azonos a Garadnaforráséval. Minthogy a forrás t. sz. f. magassága kb. 350 m, vízgyűjtő területének felszíne pedig átlag 650 m körüli, nyilvánvaló, hogy ebben a karsztvízegységben sem beszélhetünk «karsztvíz-tükör»-ről, hanem a karsztvíz ugyanolyan emeletes és szintmagasságban a csapadékviszonyoktól függő változásokat mutat, mint a Garadnaforrás karsztvízegységében.

A Margitforrás vízének kémiai elemzési adataiból hasonló következtetéseket vonhatunk le, mint a Garadnaforrás esetében.

Ezek az értékek a Garadnaforráshoz képest egy árnyalattal talán a járatrendszer erősebb kidolgozottságát mutatják, és azt, hogy a víz a legalsó-triász tagokon keresztül hosszabb utat tesz meg, mint a Garadnaforrás vize.

A *Margitforrás* és a *Garadnaforrás* vízföldtani fejlődésük és szerkezeti helyzetük, továbbá a vizek vegyi tulajdonságai változásának alapján, de

	mg/liter a mintavétel időpontja szerint		
	1950. X. 5.	1950. XII. 1.	1951. III. 2.
Ca	83,6	86,4	69,9
Na	15,4	10,7	10,35
Mg	11,3	10,5	6,8
HCO ₃	288,0	278,9	226,4
Cl	10,6	10,0	3,5
SO ₄	34,1	30,0	27,64
NO ₃	2,5	10,0	7,0
Karbonátkeménység	13,2	12,8	10,39

nem utolsósorban a karsztosodás egyenlő fokának nyomán is, egymással a legközelebbi párhuzamba állíthatók, tehát ikerforrások.

A Margitforrás karsztvízgyűjtőjében tehát ugyanolyan értelemben, mint a Garadnaforrásnál, feltételezni lehet egy nagykiterjedésű emeletes barlangrendszert. Ennek feltárásával megpróbálkoztunk. 1950. augusztus 10-én a Létrástető víznéljéből sikerült behatolni felső hálózataiba a feltételezett barlangnak. Szeptember 15-ig, a nyári feltáró munkánk befejeztéig kb. 500 m-es szakaszt ismertünk meg belőle. A barlangnak ez a szakasza erősen ki van töltve helyenként a továbbjutást is akadályozó agyaggal. A járatok alján a vízmozgástól gömbölyített mészkőkavicsok gyakoriak, előfordulnak azonban emberfej nagyságú porfirítoid (?) görgetegek is. A megismert részek még mindig erős lejtéssel (kb. 15°) a mélység felé tartanak. Az átlag 1½ m széles és 2 m magas folyosószakaszokat helyenként 10—15 m magas és 5—10 m széles, teremzerű kiszélesedések váltják fel. A barlangrendszerben cseppkőképződés kevés van. Főleg a falakat bevonó cseppkőkéregzések gyakoriak. A jelenleg ismeretes szakasznak a végét egy agyagszifon jelzi. Nem kétséges, hogy ennek átásása után a barlangrendszer folytatásába lehetne bejutni.

Az annabarlangi I. és II. sz. karsztforrás. Az I. sz. (melegebb, belső) forrás vízhozama régebbi mérések szerint 2220, a II. számúé 1300 percliter. Az I. sz. forrás nyári vízhőmérséklete 12—13° C között változik, a II. számúé 9,3—9,5-ig. Mindkét forrás mésztufából ered. Korábbi ellentétes elgondolással szemben, egy vízgyűjtő területről táplálkoznak, s csupán a mésztufa járataiban alakult ki a kettős forrást létrehozó elágazódás. A források vize nézetem szerint a Színvavölgy Ny-i oldalának középső mészkövéből ered, s a Színvavölgy lillafüredi szakaszát feltöltő mésztufába az Istvánbarlang alatti részen ömlik be a víz. Az Istvánbarlang a valamikor magasabb szintben folyó vízjárat üregének maradáka, s így egy emeletes rendszer jelzője lehet. A Színva és Garadna találkozásán létrejött nagytömegű mésztufafelhalmozódás tehát a mai annabarlangi források vizének egykori üledéke.

Az I. sz. forrás változó vízhőmérséklete felszíni, valószínűleg színvavíz hozzáfolyásra enged következtetni. A hozzáfolyást vízfestéssel nem sikerült kimutatnom. A Sebesvíz-völgyben kísérleteket végeztünk arranézve, hogy a mésztufa ismert szakasz hosszúságán (25 m) mennyi idő alatt jut át

a fluoreszcein. Ha a víz csak szivárgás útján halad a mésztufában (így van ez a feltételezett színvavíz-hozzáfolyás esetében is), a festés eredménytelen-sége semmit sem bizonyít: mert a fluoreszcein az ellenőrző rövid szakaszon sem jut át! Ugyanezt a 25 m-es utat savas-fuchsin 6 óra alatt tette meg, noha a mésztufagát felső szakaszán elszivárgó és kb. 25 m-rel lejjebb újból előbukkanó víz percenkénti mennyisége 300 l volt. Ilyen értelemben pedig az I. sz. annabarlangi forrás színvavízzel fertőzöttnek tekinthető, s jelen állapotában közvetlen ivóvízi felhasználása nem tanácsolható. A II. sz. forrás szabályszerűtlen időközönkénti hirtelen megzavarodását a forrás mésztufajárataiba belekerült pisztráng vergődése okozta.

Az annabarlangi források elemzési adatai:

	mg/liter a mintavétel időpontja szerint							
	1950. X. 5.		1950. X. 28.		1950. XII. 1.		1951. III. 2.	
	I.	II.	I.	II.	I.	II.	I.	II.
Ca	79,8	99,0	—	101,8	103,2	83,9	—	87,17
Na	11,9	21,5	—	16,58	13,6	8,8	—	10,95
Mg ...	14,8	8,7	—	6,1	5,5	10,2	—	6,2
HCO ₃ .	298,9	324,6	—	331,9	316,1	283,7	—	286,17
Cl	8,2	8,4	—	9,3	8,0	8,6	—	2,9
SO ₄ ...	24,0	45,0	—	25,5	17,0	20,0	—	21,65
NO ₃ ..	5,5	6,0	—	5,7	10,0	6,0	—	7,0
Karbonát kemény- ség .	13,7	14,9	—	15,2	14,5	13,0	—	13,1

Az I. sz. (melegebb) forrásnál a kalciumkarbonát-tartalom növekedése a forrás vízhozamának növekedésekor azzal magyarázható, hogy nagy víz-állás mellett a forrásba több karsztvíz jut, mint színvavíz. A II. sz. forrás vizében ellenben a mésztartalom csökkenése a hozam növekedésekor azt jelenti, hogy színvavíz-hozzáfolyás nincs, másrészt a karsztvizet vezető járatrendszer a középső-triász világos mészkőben erősen kidolgozott barlanghálózat. A melegebb forrás Mg-tartalmának jelentős része színvavíz-eredetűnek látszik. A nitrátnak a melegebb forrásban észrevehető erős megnövekedése az árvízi időben, szintén erős színvai szennyezést bizonyít. A magas szulfáttartalom viszont a vízgyűjtőterületről származik. Ezt az bizonyítja, hogy a melegebb, tehát színvavízzel felhígult (a Színva-forrásban 16 mg SO₄-ion volt, ugyanekkor a patak vizében még kevesebb!) I. sz. forrás kisebb értékeket mutat. Amikor nagyobb vízhozam idején (XII. 1.) a melegebb forrásban is dominálóbbr lesz a karsztvíz, a szulfáttartalom értéke is közeledik a II. sz. forráséhoz (l. a táblázatot). A táblázat többi adatai is ugyanezt az összefüggést mutatják. A forrás magas szulfáttartalma a ladini mészkővel érintkező és a forrás járatai végső szakaszainak a helyét is meghatározó porfirritoid jelenlétével magyarázható.

A Bükkhegység eddig tárgyalt karsztforrásaitól eltérő jellegű, azonban kétségtelen karsztforrások a *diósgyőri és görömbölytapolcai langyosvizek*. Ezek a források a diósgyőr-görömbölytapolcai törésvonal rendszerben fekszenek. A törésvonal, mely egyben a források felszínre bukkanási helyét is megszabja, hévíz hozzákeveredést tesz lehetővé. A hozzáelegyedett hévíz mennyisége alapján adódik a források különböző hőfoka (Diósgyőr körül 17–22° C, Görömbölytapolcán 31° C). Semmiesetre sem lehet azonban e helyen «termális karsztvíz»-ről beszélni.

Az alábbi forrásvizek elemzése azt mutatja, hogy a karsztvízjelleg uralkodó a forrásokban. Ugyanakkor azonban olyan alkatrészek is szerepelnek, melyek a bükki típusú karsztforrásokban egyáltalán nem szoktak előfordulni. (Lásd: Kárpáti J.: A görömböly-tapolcai forrásvizek vizsgálata. Hidr. Közl. XXI. köt. 1941. Bp. 1942.)

Legfeltűnőbb, karsztvíztől elütő jelleg, a források vizének nagy szilikát-tartalma. Ezenkívül a Sr , BO_2 , Cu jelenléte, nem beszélve a csak nyomokban mutatkozó elemekről, ugyancsak hévízzel való karsztvíz keveredésre utalnak.

Összefoglalás

Fenti vízföldtani vizsgálatokból a karsztvízre vonatkozólag a következők adódtak:

1. A Bükkhegységben nincs összefüggő, egységes karsztvíztükr.
2. A Garadnavölgyet D-ről kísérő összefüggő, jól karsztosodó mészkő-sávon belül is jól elhatárolható és egymástól élesen elkülönülő karsztvíz-egységek vannak.
3. Ezek az egységek két csoportra oszthatók:
 - a) vannak karsztvízegységek, melyekben a karsztvíz szintje aránylag nyugodt, minden évszakban nagyjából ugyanabban a szintben helyezkedik el (Sebesvízforrás, a diósgyőri és a görömbölytapolcai források karsztvíz-egységében);
 - b) vannak viszont olyan karsztvízegységek (Garadnaforrás, Margit-forrás, annabarlangi források), amelyekben a víz szintje a csapadékviszonyoktól függően változik és különböző emeletekben helyezkedik el.
4. A karsztvízegységek vízszintjét (ha ilyen több is van, akkor az alsóé) mindig az a karsztforrás szabja meg, amely az egység vízrendszerének gyűjtő-pontja.
5. A források helyzetének (térzíni magasságának) változása formálja a karsztvízegység hidrogeológiai fejlődéstörténetét.
6. A Bükkhegység, karsztvízkifejlődési jellege alapján, a gömör-tornai karszterület mellé állítható és élesen elkülönül a Dunántúli Magyar Középhegység vízföldtani kifejlődéseitől.
7. A Bükkhegység középső-triász mészköve erősen karsztosodott és sok, jelentős nagyságú, ma még legnagyobbreszt feltáratlan karsztbarlang-rendszert tartalmaz.

8. Egyes karsztforrások (Garadna-f., Margit-f., kevésbé határozott módon: annabarlangi források) fiatal jellegű, mélyebb szinten való megjelenése, az erős völgybevágódásokkal kapcsolatban, a Bükkhegység alaphegységének fiatalkori, jelentős emelkedésére utalhat.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DE QUELQUES SOURCES KARSTIQUES DE LA MONTAGNE BÜKK

Par L. JAKUCS

L'objet principal de mes études hydrogéologiques, dans la montagne Bükk, a été d'élucider les problèmes de l'eau karstique dans cette montagne et d'obtenir ainsi des bases pour une comparaison avec les parties transdanubiennes du Massif Central Hongrois.

Le terrain est constitué surtout par des couches secondaires, les couches paléozoïques et les produits volcaniques ont un rôle moindre. Tandis que les couches de roches sédimentaires sont complètement perméables, les roches volcaniques sont toujours imperméables à l'eau. Parmi les roches perméables, seuls les calcaires de l'étage ladinien sont présents en grande masse continue. Toutes les formations de ce terrain sont plissées dans la direction Est-Ouest.

Au point de vue de l'hydrologie karstique, le terrain étudié est coupé en une partie Nord, moindre et une partie Sud, plus grande. Ces deux parties ne sont pas en communication. Pour cette raison déjà on ne peut pas parler d'un niveau d'eau karstique uniforme. Mais, en outre, cette conception n'est pas applicable non plus à la masse des couches ladinienues, à bonne perméabilité et formant un système continu. Sur la partie du calcaire située au Nord j'ai réussi à démontrer la présence de deux terrains à eau karstique, tandis que sur la partie Sud les recherches ont conduit à sept nappes d'eau karstique, indépendantes. A chaque unité d'eau karstique appartient une source karstique à grand rendement. La hauteur au-dessus du niveau de la mer de la source karstique indique aussi la hauteur du niveau de la nappe karstique correspondante, d'après le principe connu, que la hauteur croît avec la distance de la source. Les terrains de captage des sources, c'est-à-dire les unités d'eau karstique qui leurs correspondent, sont facilement traçables par l'emploi de colorants. C'est dû au fait que les roches calcaires ont un relief karstique bien développé et que l'on trouve, sur le terrain, des puits absorbant en grand nombre. L'emploi des colorants ne nous renseigne pas seulement sur la situation de l'eau karstique appartenant à la source, mais permet aussi des conclusions intéressantes concernant l'évolution hydrogéologique des unités d'eau karstique et sur les systèmes importants de grottes karstiques.

Les deux sources caractéristiques du terrain situé au Nord, sont la Felsőforrás et la Galyaforrás (forrás = source en hongrois). Le terrain de captage de la Felsőforrás est loin de la source, il est relié à la source par un canal étroit, probablement une grotte karstique bien évoluée. Les bouches de sources taries qui sont bien visibles dans plusieurs horizons au-dessus de la

bouche actuelle, sont la preuve de l'abaissement progressif du niveau de l'eau. Ainsi il est probable que la source est relié à son terrain de captage par un système de grottes d'une hauteur considérable. Les phénomènes karstiques de la surface (dolines, puits absorbants, petites grottes) sont des preuves de l'existence d'un système de grottes souterraines bien développé.

Les petites sources qui émergent aux bords du terrain de captage de la Galyaforrás indiquent que le système hydrologique de cette source n'est pas complètement fermé. Ce fait, et les grandes grottes qu'on observe dans un niveau beaucoup plus élevé que la source, prouvent que dans ce niveau la source est encore jeune. La source primordiale a probablement drainé tout le territoire karstique et ce n'est que plus tard que le terrain s'est différencié en deux unités d'hydrologie karstique avec la formation de la Felsőforrás et de la nouvelle Galyaforrás. Les grottes de la Galyaforrás primordiale indiquent le niveau d'eau karstique déterminé par la mer miocène, parce que les sédiments du rivage de la mer miocène apparaissent partout dans ce niveau. Par conséquent, la source Felsőforrás, situé bien plus bas, ne pouvait pas exister.

Sur le terrain karstique situé au Sud il y a 7 grandes sources resp. groupes de sources karstiques: Garadnaforrás, Alsó-Sebesvíz-forrás, Margitforrások, Annabarlángi-források, Szinvaforrások, Diósgyőri-források et les Hejőforrások.

La recherche des terrains de captage des sources Garadnaforrás et Margitforrások à l'aide des colorants n'a pas donné d'abord de résultat à cause du niveau bas estival des eaux, mais les essais effectués par un niveau d'eau plus élevé ont été fructueux. Cela indique qu'il y a deux systèmes de conduits d'eau dans plusieurs horizons. Le système supérieur est formé par un réseau bien évolué de larges grottes. Les puits absorbants s'ouvrent dans ce réseau. Dans la plus grande partie de l'année il n'y a pas d'écoulement continu. Le système supérieur n'est en communication avec le système inférieur, défini par le niveau actuel de la source, que par des puits absorbants intérieurs larges, situés près de la source. Autrement l'eau infiltrée par les puits absorbants ne s'écoule que lentement, par des fentes étroites, dans le réseau du niveau karstique actuel. C'est pourquoi dans le réseau inférieur le colorant est retenu. On ne peut l'observer dans la source que dans la saison à pluviosité abondante, lorsque l'eau peut s'écouler rapidement dans le système supérieur. Les analyses chimiques des eaux des sources faites dans plusieurs saisons, ainsi que les séries d'observations du débit et les variations de la température de l'eau des sources soutiennent ces conclusions.

L'évolution du système d'eau dolomitique à deux horizons s'est fait de la manière que l'eau karstique refoulée des anciennes sources a réussi de se frayer un chemin sur le niveau de la vallée, à travers les couches étanches servant de digue. Là, où l'eau n'a pas réussi de traverser les couches étanches, nous trouvons encore aujourd'hui une source karstique refoulée, avec un système de grottes au même niveau (Sebesvíz-forrás).

Le fait que l'unité hydrologique des sources n'est pas rompue par les couches de tufs diabasiques visibles à la surface et que ces tufs n'influent pas sur la direction de l'écoulement des eaux prouve que ces couches, situées dans un synclinal, ne s'étendent qu'à une faible profondeur.

Le chemin des conduites d'eau des sources Szinvaforrások et Annabarlangi-források indique aussi la situation synclinale des formations volcaniques dans ce terrain.

Les sources Diósgyőri-források et les sources de la rivière Hejő sont aussi des sources karstiques authentiques, quoique d'un caractère différent. Celles-ci sont situées le long d'une faille importante qui rend possible l'admixture d'eaux thermales. C'est la cause de la température plus élevée de ces sources et de la différence de leur composition chimique.

En résumé, nous pouvons établir que sur le territoire de la montagne Bükk il n'existe pas un niveau uniforme des eaux karstiques, mais qu'il y a, même dans les calcaires ladinien bien définis et ayant une surface karstique bien développée, des unités hydrologiques à plusieurs niveaux. Dans ce sens le terrain possède les caractères hydrologiques du terrain karstique de Gömör-Torna et diffère fortement du Massif Central transdanubien.

En dehors des grandes sources à eau karstique qui décident du caractère hydrologique de cette région, il y a un grand nombre de petites sources dans les couches semiperméables ou perméables par endroits.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОР БЮКК

Л. Якуч

Резюме. По поручению Московского Геологического Института летом 1950 г. автор занимался гидрогеологической съёмкой северо-восточной части гор Бюкк. В настоящей статье он кратко излагает результаты своих работ.

Горы Бюкк состоят главным образом из палеозойских и мезозойских отложений и магматических пород. Эти породы образуют систему антиклиналей и синклиналей, простирающихся с запада на восток. Главнейшим водоносным горизонтом является ладинский светлый известняк. В горах Бюкк самую важную роль играют карстовые воды, находящиеся в различных, хорошо обособленных горизонтах. Уровень карстоводных единиц определяется карстовыми источниками, являющимися сборными пунктами водной системы. Изменение расположения источников характеризует гидрогеологическое развитие карстоводных единиц.

В отдельных единицах уровень карстовых вод не постоянный, а изменяется в зависимости от количества осадков. Характер карстовых вод сходен с карстоводным районом Гемер-Торна, но резко отличается от гидрогеологических условий Венгерских Средних Гор. Главный водоносный ладинский известняк оказывается сильно карстованным и содержит значительную систему до сих пор еще не обнаруженных пещер. Автор исследовал их общее распространение с помощью окрасочных методов. Появление карстовых источников на более нижних горизонтах указывает на значительный подъем гор Бюкк в сравнительно недавнее время. Разрывы в горах Бюкк гидрогеологическими методами не выявляются, за исключением большого сброса Диошдьёр—Гёрёмбейтаполца (СЗ—ЮВ).

Кроме карстовых источников встречаются лишь незначительные источники грунтовых вод.

A DEMJÉNI LIMONITOS MANGÁNÉRC TELEPÜLÉSI VISZONYAI

Írta: JANTSKY BÉLA

Demjén községtől É-ra kb. 3 km-re a Hangács nevű dűlő ÉNy-i végén a szőlőkben bányászták a mangánércet, és mint barna festékföldet szállították el.

A limonitos-mangánérces rétegbe lejtősaknát mélyítettek, ott, ahol ezek a napfényre bukkannak. Mivel azonban a réteg dőlése $160^\circ/25^\circ$, tehát eléggé meredek, a fejtéssel csapás mentén vízszintes irányban jobbra és balra eltértek.

A limonitos mangánérctelep vastagsága 120 cm, ebből 60 cm különösen erősen impregnált sötétbarna színű és nehéz, ami a limonit bővebb jelenlétére is utal.

Carte géologique du territoire septentrional du village Demjén

Levé par B. Jantsky, 1950

1. Alluvion
2. Limon
3. Rhyolithe et tuf rhyolithique
4. Gisement d'argile manganésifère
5. Argile rupélienne

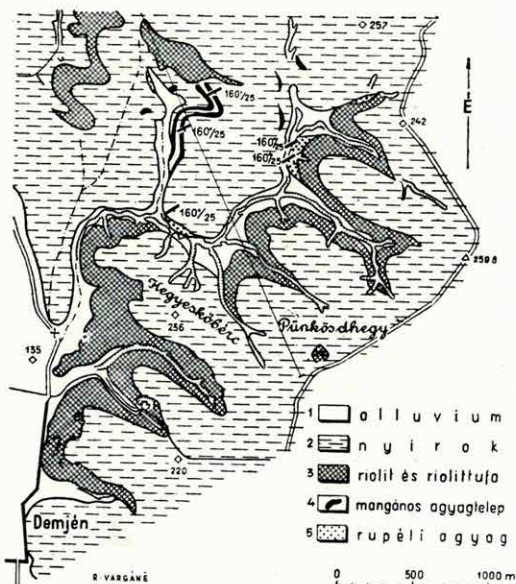
Геологическая карта северной территории д. Демьен.

Составил: Бела Янчки, 1950

1. Аллювий
2. Саман
3. Риолит и риолитовый туф
4. Залежь марганцевой глины
5. Рупельская глина

DEMJÉN KÖZSÉG ÉSZAKI TERÜLETÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

FELVETTE: JANTSKY BÉLA • 1950



1. ábra.

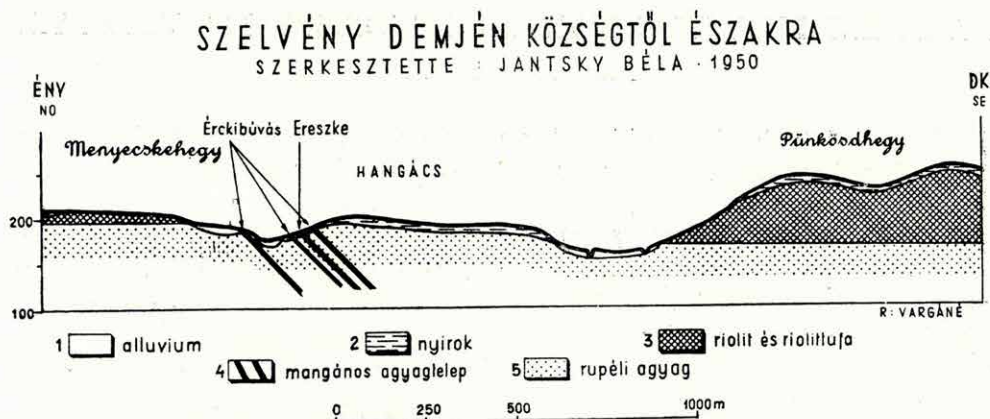
Földtanilag az érc tulajdonképpen mangánhidroxiddal, mangándioxiddal és limonittal impregnált rupéli agyag. Az ércesedés alulról számítva 20 cm-től 80 cm-ig a legerősebb. Fekvőben világosabb barna, fedőben pedig egészen világos zöldessárga színű rupéli agyag található.

A környék bejárása során megállapíthattam, hogy ezen a lelőhelyen

több egymás felett elhelyezkedő érces rétegsorról van szó, melyek a közelben napfényre kerülnek.

A terület a szélesebb környékhez viszonyítva a rupéli agyagnak riolit-tufatakaró nélküli szigete. A talaj, illetve a fedő nyirok mindenhol sötétbarna, vizesen elkenve, májbarna mangánhidroxiddal van telítve.

A Mn ércesedés a rupéli rétegekben elterjedt lehet, így valószínű, hogy a feltárt érces rétegeknél vastagabb és nagyobb fémtartalmú telepek is lehetnek, melyeket a vastag nyirok vagy tufa-takaró borít.



Profil au N du village Demjén

Par B. Jantsky, 1950.

1. Alluvion
2. Limon
3. Rhyolithe et tuf rhyolithique
4. Gisement d'argile à manganèse
5. Argile rupélienne

Разрез на север от деревни Демьен.

Составил: Бела Янчки, 1950

1. Аллувий
2. Саман
3. Риолит и риолитовый туф
4. Залежь марганцевой глины
5. Рупельская глина

2. ábra.

A Hangács ÉNy-i oldalán levő aknából a 120 cm-es ércesedett réteg közepéből vett átlagmintát az Intézet vegyi laboratóriumában meglemezték. Az elemzés szerint az érc 23,63% Mn-t, 4,92% Fe_2O_3 -t és 32,72% oldhatatlan anyagot tartalmaz. Látható, hogy az anyag vasérc szempontjából nem jöhet számításba, Mn tartalma azonban figyelemreméltó. A Mn az agyagokban mint MnO_2 és $\text{Mn}(\text{OH})_2$ van jelen.

A több helyen mért dőlési adatok, az érces rétegek csapás szerinti kibúvása a Cseresnyéshegy és Hangács közötti völgyben arra utal, hogy nem lencseszerűen közbetelepült ércesedésről, hanem egy határozott szintben több rétegben húzódó Mn-os impregnációról van szó.

Emellett szólnak az ércesedés keletkezésének körülményei is. A Mn vegyületek a rupéli agyagokkal egyidőben a rupéli tenger fenekén ülepedtek le az üledékképző időszak különböző szakaszaiban, az üledékképződés körülményeitől függően, különböző koncentrációban.

A rupéli agyag vasas-mangános impregnációja bizonyos szintekben a távolabbi környék megkutatása esetén jelentősebb és kiterjedtebb lehet.

LES CONDITIONS DE GISEMENT DU MINÉRAI DE MANGANESE À LIMONITE DE DEMJÉN

Par B. JANTSKY

A 3 km vers le Nord du village Demjén, à l'extrémité de NO de la lisière dite Hangács, on a exploité le fer de manganèse. L'épaisseur du minerai est 120 cm. Du point de vue géologique, ce minerai est une argile rupélienne, imprégnée de dioxyde de manganèse, d'hydroxide de manganèse et de limonite. Son mur et son toit sont également d'argile rupélienne. L'on peut supposer que la minéralisation ne soit pas lentilliforme, mais elle s'étend dans un horizon précis, en plusieurs couches, liée aux argiles rupéliennes. Selon les données de l'analyse, il contient 23,63 % de Mn, 4,92 % de Fe_2O_3 et 32,72 % de matière insoluble.

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ЛИМОНитОВОЙ МАРГАНЦЕВОЙ РУДЫ РАЙОНА Д. ДЕМЬЕН

Бела Янчки

На расстоянии около 3 км на север от д. Демьен, на северо-западном конце поля Гангач была разработана марганцевая руда. Мощность рудного пласта равна 120 см. С геологической точки зрения руда является рупельской глиной, насыщенной двуокисью и гидроокисью марганца и лимонитом. Ее кровля и подстилка одинаково являются рупельской глиной. Можно предполагать, что оруднение не линзовидное, но простирается в определенном горизонте, в нескольких слоях и связывается с рупельскими глинами. По данными анализа руда содержит 23,63 % Mn, 4,92 % Fe_2O_3 и 32,72 % нерастворимого вещества.

A MECSEKI KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI VISZONYAI

(VI., VII. sz. melléklettel)

Írta: JANTSKY BÉLA

A terület felépítése

A Mecsek DK-i szegélyén felszínre lépő kristályos alaphegység főtömegét porfiros kifejlődésű gránit alkotja. A porfiros kifejlődést a nagy ortoklász-szemek és a még ennél is nagyobb mikroklinok okozzák, amelyek átmérője néha a 4 cm-t is meghaladják (I. tábla 1. kép). A Fazekasboda—Kisgerezsd közötti völgy és a lochmalmi völgyrendszer egyik-másik helyén az elmállott gránitból ezek az ásványok szabadon kihullanak.

A porfiros kifejlődésű és az alapanyagban megjelenő ortoklász sokszor rózsaszínű, amitől az egész kőzet ilyen színeződést kap. A porfiros beágyazások eloszlása nem egyenletes. Ugyanez áll a biotit és amfibólra is. Hol az egyik, hol a másik kerül túlsúlyba. A kőzet általában igen mállott. Csak néhány helyen található üde, ép kőzet, pl.: Morágy község, Üvegghuta község és az Üvegghuta előtti erdészlak völgye. Ezeken a helyeken a kőzet kvarcszemek vakolatszövetűek, átkristályosodottak, ezáltal vált a kőzet keményebbé, ellenállóbbá.

A lochmalmi völgyben a teljesen elmurvásodott gránitot üde, biotitban és amfibólban gazdag apróbb szemű gránitváltozat telérszerű vonulatai szelik át. A földpátok színe helyenként itt is rózsaszín, a kvarc ezekben is vakolatszerkezetű. A titanit lényegesen feldúsul benne. Ennek a zónának a szélessége a lochmalmi-völgy felső szakaszán kb. 150 m, melyben az üde kőzet 3, K—Ny-i irányú vonulata húzódik.

A gránit endogén zárványokban igen szegény. Egyedül a Morágy községi kőfejtőben és Üvegghután találunk a gránitban bázisos apróbb szemű slíres zárványokat. Morágyon ezek általában apróbbak, a 1/2—1 cm átmérőt nem haladják meg. Üvegghután a porfiros gránitban egy nagyobb biotit, amfibólban és főleg titanitban gazdag bázisos slírt tárt fel a kőfejtő. Ásványos összetétele és szövete is teljesen megegyezik a Morágy községi fejtőben található slírek összetételével és szerkezetével.

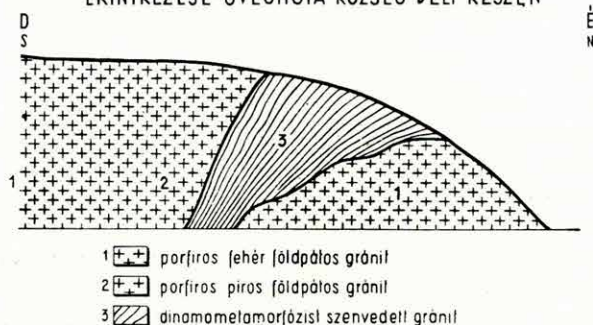
Pegmatitot a gránitban csak elszórtan találhatunk. Így a morágyi vasútállomás épülete és a Ny-i váltóórház között, továbbá a Nagygerezsd-től ÉK-re húzódó völgy felső szakaszán húzódik néhány vékony pegmatittelér. Ásványos összetételük: húspiros ortoklász és kvarc.

Lamprofiros telérek hasonlóan igen ritkák a területen. Egyedül a Morágy vasútállomásról Morágy község felé vezető út baloldalán nyitott utolsó nagy

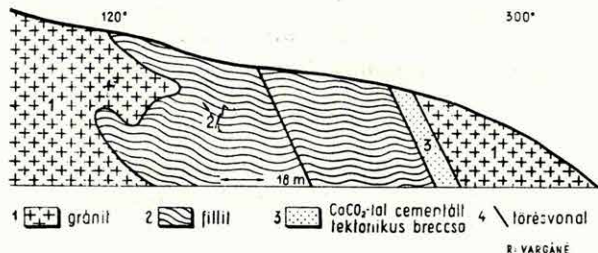
fejtő É-i szélén található három, egyenként $\frac{1}{2}$ —1 m vastag bázisos telér, amely kvarcból, földpátból, biotitból, amfibolból, epidotból és zoizitból áll. Mivel a kőzet egy tektonikailag igénybevett zónában fut, szerkezete kataklázisos, enyhén palás.

Aplittelésekben a terület igen gazdag. A Velencei-hegység aplitjaival összehasonlítva ezek általában vékonyabbak. Összetételük igen változatos. A vastagabb telérek helyenként biotitban gazdagok, ami a kőzetnek aprószemű

A PORFIROS ÉS DINAMOMETAMORFÓZIST SZENVEDETT GRÁNIT ÉRINTKEZÉSE ÜVEGHUTA KÖZSÉG DÉLI RÉSZÉN



A GRÁNIT ÉS FILLIT ÉRINTKEZÉSE ERDŐSMECSKE ÉSZAKI SZÉLÉN



Le contact du granit porphyrique et de celui qui a subi le dynamométamorphisme, dans la partie méridionale du village Üvegkuta

1. Granit à feldspath blanc porphyrique
2. Granit à feldspath rouge porphyrique
3. Granit qui a subi le dynamométamorphisme

Le contact du granit et de la phyllite, à la bordure septentrionale de Erdősmecske

1. Granit
2. Phyllite
3. Brèche tectonique cimentée par le CaCO_3
4. Ligne de faille

Соприкосновение порфирового гранита и гранита, потерпевшего динамометаморфизм, в южной части д. Ивегхута.

1. Порфировый белый фельдшпатовый гранит
2. Порфировый красный фельдшпатовый гранит
3. Гранит, потерпевший динамометаморфизм

Соприкосновение гранита и филлита на северной окраине д. Эрдемечке

1. Гранит
2. Филлит
3. Тектоническая брекчия, цементированная CaCO_3
4. Линия излома

gránitjellegét kölcsönöz. Ilyen biotitban gazdag aplit fordul elő Lovászhetényből a pusztakisfalui völgybe vezető mély árokban, Kisgerezsdtől DK-re húzódó mély árokban, Mórágypusztai vasúti állomás közvetlen környékén, Bábaapáti község belső területén és végül a Kövespatak völgyében. Ez a kőzet aprószemű vörös földpát-kvarc alapanyagból áll, melyben kloritosodott biotitpikkelyek találhatók. Az aplitmagma injekcióit mind a porfiros gránitban, mind a fillitben megtaláljuk. Helyenként asszimilációra is képes volt.

Az aplittelérek egyes helyeken sűrűn jelentkeznek, így az erdősmecskei állomásnál levő nagy fejtő környékén, Kisgerezsdtől DK-re levő völgyben és Üveghuta környékén. Ezek között néhány cm vastagságúak is vannak (I. tábla 2. kép).

A gránitot egyes övekben igen erős oldalnyomás érte, aminek közelkezelében az gnájszerű kőzetté alakult át. A nyomás nagyságától függően keletkeztek az enyhén, alig láthatóan palásodott és a típusos szemes gnájszokra jellemző szövettű kőzetfajták. Az átalakulás mélységére és hőmérsékletére jellemző, hogy az ásványszemek legtöbb esetben összetöredezettek, a szemek meghajlását, meggörbülését csak igen ritkán lehet tapasztalni. A biotit-foszlányok a nagy földpátszemek közé préselődtek, legtöbbször kloritosodtak. A kataklázis, illetve milonitosodás folyamatát helyenként ásványos oldatok feltörése is kísérte. A milonitok cementáló anyaga ugyanis többhelyütt CaCO_3 , máshol kvarc-hajszálerek szelik át a kőzetet. A tisztán mechanikai hatáson kívül másodlagos biotit, zoizit és epidot jelennek meg, a kőzetmetamorfózis eredményeként. Az átalakulás a milonitos gránittól végig nyomozható. Egyes fázisait a három táblázat 3—11 képei mutatják be.

Kezdetben az egyoldalú nyomás hatására kizárólag törmelékesezés történt. A hőmérséklet emelkedésével főleg a kvarc kihengerlődése, átkristályosodása megy végbe. Megkezdődik az új elegyrészek (biotit) kikristályosodása és egyirányú elrendeződése, kialakul a palás szerkezet, amelyben csupán pár megmaradt földpáttöredék utal az egykori gránitra. Ezeknek a dinamometamorfózist szenvedett kőzeteknek keletkezése, a jelenleg felszínen levő zónához volt kötve.

Lovászheténynél a milonitosodott gránit alatt mindenhol megtaláljuk a porfiros kifejlődésű gránitot. (L. a szelvényeket.) Üveghután a faluvégi feltárásban jól látható, hogy a préselt gránit a porfiros gránitból alakult, s attól éles felületekkel határolódik el.

Az erdészház völgyéből D-re nyúló völgyekben a gránit egymásután ismétlődve dinamometamorfózist szenvedett övekkel váltakozik, melyek a hegységképződés során egymással párhuzamosan alakultak ki. *A mozgási övek csapása és a palásodás iránya, a kristályos alaphegység É-i határának lefutásával csaknem mindig azonos, vagyis 60° .*

Ófalu környékén a dinamometamorfózist szenvedett gránittal a fillit váltakozik. *Az átalakulás itt olyan erős volt, hogy a gránitból kloritpala külsejű kőzet keletkezett.* A szerkezet pontos megfigyeléséből az tűnik ki, hogy a fillit a hegységképződés folyamán begyűrődött a gránitba, amely eközben teljesen milonitosodott, kloritos palává alakult. A begyűrűlt fillit néhol zárványként jelenik meg a dinamometamorfózist szenvedett gránitban.

A gránitot borító fillitcsoport kőzetei között négy fajtát különböztet-

hetünk meg: zöldpalát, szürke selymesfényű fillitet, vékonyan rétegzett, kristályos, szericites mészkövet és selymesfényű szaruszirtet.

Zöldpala a Kövespatak baloldalán lép a felszínre, Bátaapátitól DNy-ra. Mikroszkóp alatt látható, hogy *a kőzet csaknem kizárólag zöld amfibolkristályokból áll.* Ez tehát amfibolit. A Kövespatak oldalvölgyeiből származó zöldpalában kvarc, földpát, amfibol, epidot, zoizit, klinozoizit, kalcit és gránát található. (III. tábl. 12. kép.) A szürke fillit földpát, kvarc, sillimanit és szericitből áll; a sillimanitot néhol andaluzit helyettesíti. A palás kristályos mészkőben a kalciton kívül más ásványi elegyrész nem található.

A palaköpenyben helyenként néhány cm—1 m vastagságú aplit-injekciók találhatók. A palák itt nemcsak hőmérsékleti, hanem dinamikai hatásokra összetöredezettek és két irányban palásodottak. A fillitcsoporton többféle átalakító hatás érvényesült. Az első a gránitintruziót megelőző regionális metamorfózis, a második az injekciós érintkezési átalakulás, melyet a gránit okozott és végül a dinamometamorfózis, amelyet a gránittal együtt szenvedett. A három hatás nyomai a kevésbé feltárt és általában rossz-megtartású képződményben nehezen vizsgálhatók.

A fazekashoda — kiséregzdi völgyrendszer közepetáján mecseki trachidoleritekhez hasonló kőzetet találtam, két más helyen pedig ennek elmálló tufáját. Összetételük: szanidin, augit (egirin), amfiból és a járulékos elegyrészek. Ezeken kívül még dolomit- és kalcitzárványokat, mandulákat is tartalmaznak.

A Mórággy állomás környéki zöld kőzetek ugyancsak mandulaköves trachidoleritek, amelyek főleg szanidinból és augitból (egirin) állanak. A zárványok ásványa itt is dolomit, illetve kalcit.

Ezek a szürke, illetve zöldes kifejlődésű kőzeteken kívül téglavörös, illetve halvány zöldesbarna színű effuzív kőzet is található az alaphegység ÉK-i szélén, éspedig több helyen.

A kőzet vékony lemezes elválású, különösen a Mórággy állomástól Mórággyba vezető út baloldalán a két fejtő között. Itt a kőzet színe lilás, gránitzárványokat is tartalmaz.

A nagyobb idiomorf szanidinkristályok körül az alapkőzet kipirosodik, úgyhogy ezeket mindig egy világos udvar veszi körül. A kőzet általában szabadszemmel homogénnek látszik, kivéve a Bátaapátitól DNy-ra a Kövespatakban levő ú. n. palabánya kőzetét, amelyben már szabadszemmel is kivehetők az ásványi elegyrészek. Ezeknek a teléreknek a vastagsága 2—20 m.

Amíg a gránitnál egyes helyeken igen nagy egyirányú nyomás hatását láthattuk, *ezen kőzeteken nyomás okozta torziós repedések, vagy más dinamometamorf jelenségek nem tapasztalhatók, ami nagy nyomószilárdságukkal magyarázható.* Ezeket a kőzeteket kőzettanilag MAURITZ B. dolgozta fel egyidejűleg.

A fiatal harmadidőszaki üledékek közül pannon, helvét, tortónai és szarmata képződményeket találunk a területen. Ezek közül a Fekedtől DNy-ra található gazdag *Ostrea* lelőhelyet (hatalmas ép példányok), Kiséregzsdőtől ÉK-re található fehér dacittufás homokkővet (1,5 m vastag réteg) és a Fekedtől É-ra, a 213-as magassági pont közelében, a völgyben található durva alapkonglomerátumpadot kell megemlíteni. Ez utóbbi rétegtani

szempontból fontos, mivel a gránit, kvarcporfir és különböző fillitek darabjain kívül teli van a fent ismertetett trachidolerit nagyméretű darabjaival. Ez a konglomerátum igen erősen összepréselt gránitra települ. Mint legfiatalabb képződmény, területünket főleg a lösz borítja be, melynek falai több helyen a 10–30 m vastagságot is eléri.

Hegységszerkezet

A térképről szemünkbe ötlük az alaphegység ÉÉNy-i egyenes lefutása és tektonikus érintkezése a júra mészkőképződményekkel. A mészkő és a fillit között egy, a két kőzet darabjaiból álló breccsazóna fut végig. A palák csapása 60° , vagyis a kristályos alaphegység határának lefutásával párhuzamos. Ez azonban nem általánosítható. Ugyanez a dinamometamorf gránitövek csapása is. Megállapítható, hogy a hegység csapására merőleges irányú oldalnyomás egész a pannon utánig tartott. A pécsi gránitkibúvás is törésvonal mentén került a felszínre.

Az ÉNy-i irányban ható és az Alpi-, Kárpáti-hegységképződéssel kapcsolatos oldalnyomás nemcsak a fillit és a gránit összepréselését idézte elő, hanem erre merőleges irányban ható függőleges és vízszintes elmozdulásokat is okozott. *Ezeket a mozgásokat alacsonyabb hőfokú thermák feltörése kísérte, melyek a hasadékkitöltő breccsát kalcittal, sziderittel, limonittal cementálták.* Ilyen törésvonal mentén került napfényre a lovászhetényi gránit és fillit-zárványos préselt gránit és ennek folytatásában a Pusztakisfalu—Zengővárkony vonal mentén előbukkanó mezozoikum.

A területet a Velencei-hegységgel összehasonlítva, a lényeges közettani és hegységszerkezeti különbségeket a következőkben foglalhatjuk össze.

A mecseki gránit porfiros szövetű, nagyszemű biotit, amfiból, gránit. A velencei egyenletesen közepes szemcsés, nem porfiros és amfibolt nem tartalmaz.

A mecseki gránit magmás utóhatásoknak, tehát pneumatolitos és hidrotermális hatásoknak nem volt kitéve, helyette a trachidolerit-erupciók után keletkezett törésvonalak mentén mentek benne végbe metasomatikus folyamatok.

A Velencei-hegység gránitja nem szenvedett dinamometamorfózist, míg a mecseki gránitban egyes helyeken ez igen intenzív volt.

A mecseki gránitterületen krétakorú effuzív vulkáni tevékenységet látunk, a Velencei-hegységben hasonló csak a harmadidőszakban következett be.

A mecseki gránitot regionális metamorfózist szenvedett palaköpeny burkolja, míg a Velencei-hegységben érintkezési átalakulással állunk szemben.

Egyező a két hegység lefutásának iránya és az erre merőleges haránttörések. Míg azonban a Velencei-hegységben ezek a vonalak a gránitintrúzió után közvetlenül kialakultak és a kvarcosodás több helyen már ezek irányát követi, addig a Mecsekben ezeket az irányokat a későbbi krétabeli igénybevétel eltüntette.

A rendelkezésre álló idő alatt a kristályos alaphegység kőzeteinek részletes petrográfiai és petrológiai megismerése, gránitföldtani beható tanulmányozása nem volt lehetséges. Ez a következő évek feladata lesz.

IRODALOM

1. BÖCKH J.: Pécs városa környékének földtani és vízi viszonyai. Földt. Int. Évk. IV. k. 1876.
2. MAURITZ B.—CSAJÁGHY G.: Alkáli telérkőzetek Mórágý környékéről. Földt. Közl. LXXXII. k. 4—6. f. Budapest. 1952.
3. PAPP F.—REICHERT R.: A mórágývidéki gránitok. Földt. Közl. LIX. Bpest. 1929.
4. PETERS, K. F.: Über den Lias von Fünfkirchen. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss. Wien. Bd. XLVI. 1862.
5. ROTH S.: A Fazekasboda-mórágýi hegylánc eruptív kőzetei. Földt. Közl. V. k. 1875.
6. STEINERT K.: Adatok a magyarországi gránitok ismeretéhez. Bölcsészdoktori értekezés. 1926.
7. STRAUSZ L.: Adatok Baranya geológiájához. Földt. Közl. LXXII. k. 1—3. f. Bpest. 1942.
8. VADÁSZ E.: A Mecsekhegység. (Magyar Tájak Földtani Leírása) I. Bpest. 1933.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DU SOCLE CRISTALLIN DU MECSEK

Par B. Jantsky

Au S de la grande ligne de faille qui court en direction de 60°, à la bordure de SE du Mecsek, il affleurent la biotite à texture porphyrique, l'amphibole, le granit, bordés d'une enveloppe de schiste au N. Par endroits, le granit est traversé par de veines d'aplite. La texture des épais filons d'aplite rappelle le granit à grains menus.

Et le granit et l'aplite ont subi un dynamométamorphisme qui devient de plus en plus fort vers le N. Tout d'abord c'est le granit à texture de cataclase qui se forme, sans aucun trait de la structure schisteuse. Quand la pression devient plus forte, se forme la milonite à structure parallèle, puis le quartz se lamine totalement, il se cristallise et se présentent les minéraux secondaires: la biotite, l'épidote, la zoisite, la clinozoisite, enfin il se métamorphose en une roche d'aspect de schiste à chlorite où ce ne sont que les grains de débris restés des grandes unités de feldspath qui montrent son origine granitique. La métamorphose graduelle est représentée aux fig. 3 à 11 des tables I. à III.

Au cours des mouvements orogéniques, des complexes de phyllite s'imprimaient dans ce granit (v. les profils). Parmi eux nous avons trouvé le schiste vert, le schiste à séricite, le calcaire cristallin à texture schisteuse et le stomolithe à séricite, ensemble avec le granit. Ces roches sont également métamorphiques. P. e. la constitution minéralogique du schiste est presque exclusivement amphibolique; c'est-à-dire, il s'est formé de l'ancien amphibole.

Ces schistes portent les caractéristiques d'un métamorphisme multiple. Après une métamorphose régionale qui avait précédé le granit, ils ont été métamorphosés par l'effet de contact du granit, puis ils ont subi, ensemble

avec le granit, un dynamométamorphisme. Le dynamométamorphisme qui est en connexion avec les mouvements orogéniques alpo-carpathiques, s'est présenté ensemble avec des failles obliques de direction NO—SE. A travers celles-ci, des eaux thermales de température basse ont jailli et elles ont cimenté la matière détritique de la faille.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕЧЕКСКИХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ОСНОВНЫХ ГОР

Бела Янчки

Биотит, амфибол и гранит порфировой структуры, окаймленные с севера сланцевой оболочкой, выступают на юг от большой линии излома, протягивающейся на юговосточной окраине гор Мечек в пространстве 60°. Гранит в некоторых местах густо пересечен жилами аплита. Структура толстых аплитовых жил напоминает мелкозернистый гранит.

Как гранит, так и аплит потерпели динамометаморфизм, усиливающийся к северу. Первоначально образуется гранит катакластической структуры, без всякого признака сланцеватой структуры. При усилении сжатия образуется милонит параллельной структуры, а затем кварц полностью раскатывается, паракристаллизуется, появляются вторичные минералы, биотит, эпидот, цоизит, клиноцоизит, и наконец он превращается в породу, имеющую облик хлоритового сланца, в которой лишь сохранившиеся обломочные зерна крупных особей полевых шпатов указывают на прежнее гранитовое происхождение. Постепенная метаморфизация изображена на рис. №№ 3—11 таблиц I—III.

В течение горообразующих движений в этот гранит были смяты комплексы филлита (см. разрезы). Среди них, вместе с гранитом, встречаются зеленый сланец, серицитовый сланец, кристаллический известняк сланцеватой структуры и серицитовый роговик. Эти породы тоже метаморфизировались. Минералогический состав зеленого сланца напр. почти исключительно состоит из амфибола, т. е. этот сланец образовался из прежнего амфиболита.

Эти сланцы носят признаки неоднократной метаморфизации. После догранитового регионального метаморфизма они были метаморфизированы контактным действием гранита, а затем, вместе с гранитом потерпели динамометаморфическое превращение. Динамометаморфизм, связанный с альпийско-карпатскими горообразующими движениями, был сопровожден поперечными изломами, направленными с северозапада на юговосток. Через эти изломы прорвались термы более низкой температуры и цементировали обломочный материал излома.

TÁBLAMAGYARÁZAT
EXPLICATION DES PLANCHES
ОБЪЯСНЕНИЯ К ТАБЛИЦАМ

I. tábla 1. kép.

Mórágý községi fejtő. Típusos mecseki porfiros gránit. A közeten a biotit kezdődő egyirányú elrendeződése látszik. $\frac{1}{2}$ kicsinyítés.

Pl. I. Fig. 1.

Carrière du village Morágy. Granit porphyrique typique du Mecsek. A la roche, on voit que la biotite commence à se grouper parallèlement. Réduction au $\frac{1}{2}$.

Т а б л. I, ф и г. 1.

Коммунальная каменоломня д. Морадь. Типичный порфировый гранит гор Мечек. На породе видно начинающееся одностороннее расположение биотита. Уменьшено на $\frac{1}{2}$.

I. tábla 2. kép.

Erdőmecske, vasútállomás. A gránitot vékony aplít erek hálózata járja át. Az aplít ér porfiros földpát kristályt oszt kétfelé. $5 \times$ -ös kicsinyítés.

Pl. I. Fig. 2.

Erdőmecske, gare. Le granit est traversé par un réseau de veines minces d'aplite. La veine d'aplite divise en deux un cristal de feldspath porphyrique. Réduction au $\frac{1}{5}$.

Т а б л. I, ф и г. 2.

Эрдешмечке, железнодорожная станция. Гранит пересечен тонкими жилами аплита. Аплитовая жила разделяет порфировый полевошпатовый кристалл надвое. Уменьшено $\times 5$.

I. tábla 3. kép.

Mórágý állomás. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A törmelékesezés (mylonitosodás) kezdete. A nagy földpát kristályok részekre hasadoznak és egymással szemben eltolódnak. A szélesebb hasadékokat kalcit és kvarc tölti ki. X nik. $67 \times$ -es nagyítás.

Pl. I. Fig. 3.

Mórágý, gare. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Commencement de la détrition (mylonitisation). Les grands cristaux de feldspath se fendent en morceaux et se déplacent les uns en face des autres. Les fentes larges sont remplies de calcite et de quartz. Nic. croisés. Grossissement $67 \times$.

Т а б л. I, ф и г. 3.

Ж.-д. станция д. Морадь. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Начало образования обломков (милонитизации). Крупные кристаллы полевого шпата трескаются на части и смешаются одни против других. Более широкие трещины заполнены кальцитом и кварцем. Скрещенные николи, $\times 67$.

I. tábla 4. kép.

Mórágý állomás. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A hasadozott kvarc és földpátszemek közötti teret összetörődlött biotit halmazok töltik ki. X nik. $12 \times$ -es nagyítás.

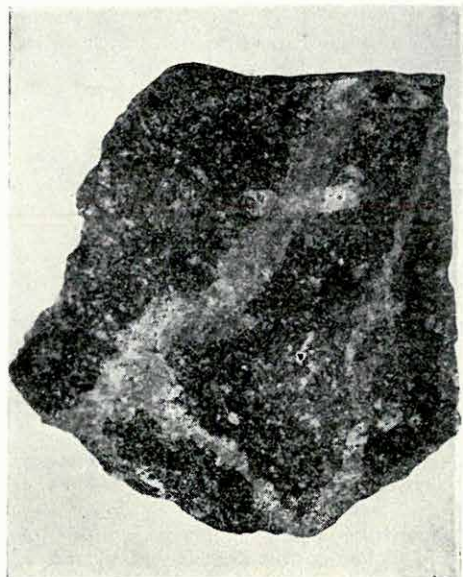
Pl. I. Fig. 4.

Mórágý, gare. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. L'espace entre les grains fendus de quartz et feldspath est rempli des amas entassées de biotite. Nic. croisés. Grossissement $12 \times$.

Т а б л. I, ф и г. 4.

Ж.-д. станция д. Морадь. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Пространство, находящееся между растресканными зернами кварца и полевого шпата, заполнено торощеными скоплениями биотита. Скрещенные николи, $\times 12$.

1.



2.

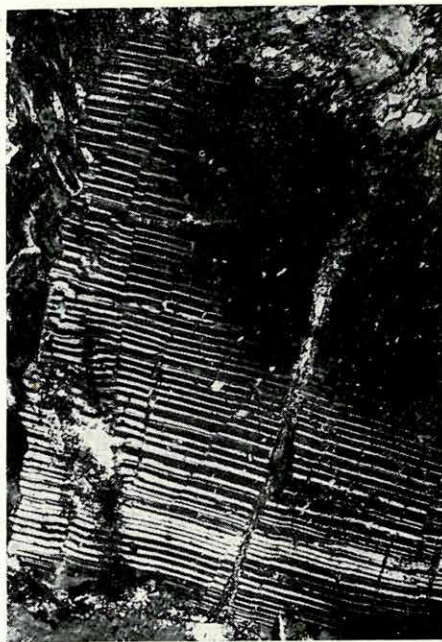


4.

1.



3.



II. tábla 1. kép.

Mórágý állomástól K-re. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A mylonitosodás további szakasza. A törmelékesedett földpátszemek részei egymástól eltávolodnak, a közetet pedig apró, sarkos szélű vegyes törmelék tölti ki. X nik. 12 ×-es nagyítás.

Pl. II. Fig. 1.

E. de la gare de Morágy. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Phase suivante de la mylonitisation. Les parties des grains de feldspath mylonitisés s'éloignent les uns des autres, les intervalles sont remplis d'un détritit menu, à bord pointu. Nic. croisés. Grossissement 12 ×.

Т а б л. II, ф и г. 1.

На В от ж.-д. станции д. Морадь. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Дальнейшая фаза милонитизации. Части обломившихся зерен полевого шпата удаляются одни от других, промежутки заполнены мелкими смешанными обломками с угловыми гранями. Скрещенные николи, × 12.

II. tábla 2. kép.

Üvegútától Ny-ra húzódó völgy. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A törmelékesedett ásványi részek távolabb kerülnek egymástól. A közetet kitöltő törmelék finom szemcséinek sarkai legömbölyödtek, megkezdődik az átkristályosodás. X. nik. 12 ×-es nagyítás.

Pl. II. Fig. 2.

Vallée à l'O de Üvegút. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Les parties minérales mylonitisées sont passées plus loin les unes des autres. Les coins des grains fins du détritit qui remplit les intervalles, s'arrondissent, la récrystallisation commence. Nic. croisés. Grossissement 12 ×.

Т а б л. II, ф и г. 2.

Долина, простирающаяся на З от д. Ивегхута. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Обломившиеся минеральные частицы еще более удаляются одни от других. Углы тонких зерен обломков, заполняющих промежутки, промежуток, округлены, перекристаллизация начинается. Скрещенные николи, × 12.

II. tábla 3. kép.

Üvegútától K-re eső völgy. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. Az ásványszemek új elrendeződésének (mozgásának) és átkristályosodásának kezdete. Az ásványszemeket apró törmeléket tartalmazó plasztikus kvarckoszorú vette körül. A törmelékszemeckék szélei egymásba nyúlnak.

Pl. II. Fig. 3.

Vallée à l'E de Üvegút. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Le commencement du nouveau groupement (mouvement) et de la récrystallisation des grains minéraux. Les grains minéraux sont entourés d'une couronne de quartz plastique qui contient des détritit menus. Les bords des granules de détritit s'étendent les uns dans les autres.

Т а б л. II, ф и г. 3.

Долина, находящаяся к В от д. Ивегхута. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Начало нового расположения (движения) и перекристаллизации минеральных зерен. Минеральные зерна окружены пластичным кварцевым венцом содержащим мелкие обломки. Грани обломочных зерен простираются одни в другие.

II. tábla 4. kép.

Üvegútától Ny-ra eső völgy. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A nagy kvarcselemek képlekennyé válásának és kihengerlődésének kezdete. A rideg földpát gömbölyű törmelékké lesz. X nik. 45 ×-ös nagyítás.

Pl. II. Fig. 4.

Vallée à l'O de Üvegút. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Les grands grains de quartz commencement à devenir plastiques et à se laminer. Le feldspath rigide devient détritit rond. Nic. croisés. Grossissement 45 ×.

Т а б л. II, ф и г. 4.

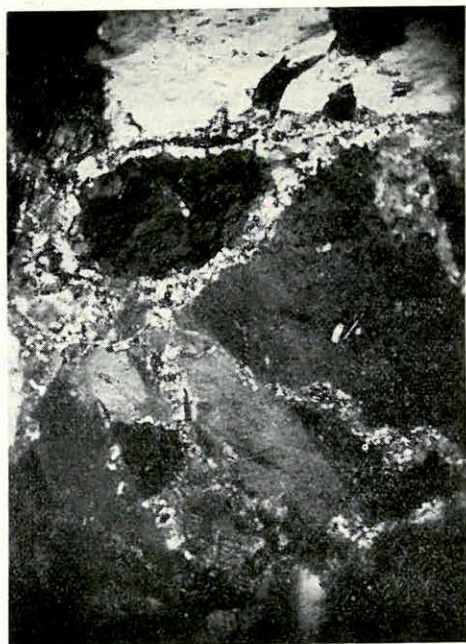
Долина, находящаяся на З от д. Ивегхута. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Начало становления пластичными, как и скатывания крупных кварцевых зерен. Хрупкий полевой шпат превращается в округленные обломки, Скрещенные николи, × 45.



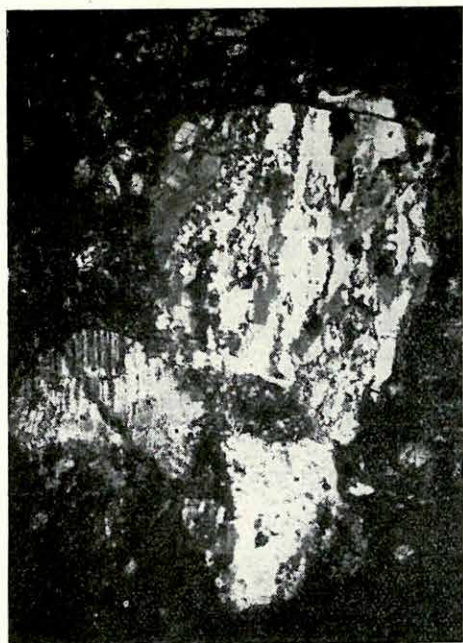
1.



2.



3.



4.

III. tábla 1. kép.

Üvegkutatól Ny-ra. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. Az ásványszemek lehengerlődésének további szakasza. Egyik végén hegyes csúcson végződő plasztikussá vált kvarcseme a kihengerlődés közben átkristályosodott. A homogén egyed vakolatszerkezetű halmazzá válik. X nik. 12 ×-es nagyítás.

Pl. III. Fig. 1.

O de Üvegkuta. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Les grains minéraux continuent de se laminer. Le grain de quartz qui se finit en arête aiguë d'un côté, s'est récristallisé pendant la lamination. L'unité homogène devient un amas semable à l'endu. Nic. croisés. Grossissement 12 ×.

Табл. III, фиг. 1.

На 3 от д. Ивгхута. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Дальнейшая фаза скатывания минеральных зерен. Кварцевое зерно, заканчивающееся на одном конце в остром пике и становившееся пластичным, в течение скатывания перекристаллизовалось. Однородная особь становится облицовкообразной кучкой. Скрещенные николи, × 12.

III. tábla 2. kép.

Lovászhetény. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A földpát, kvarc és biotitból álló lencséket újonnan keletkezett biotit (fekete) koszorú veszi körül. Palás szerkezet alakult ki. X. nik. 8 ×-os nagyítás.

Pl. III. Fig. 2.

Lovászhetény. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Les lentilles consistant en feldspath, quartz et biotite sont entourées d'une couronne de biotite (noire), nouvellement formée. Une structure schisteuse s'est formée. Nic. croisés. Grossissement 8 ×.

Табл. III, фиг. 2.

Ловасхетень. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Линзы, состоящие из полевого шпата, кварца и биотита, окружены новообразованным биотитовым (черным) венцом. Образуется сланцеватая структура. Скрещенные николи, × 8.

III. tábla 3. kép.

Ófalutól DK-re eső völgy. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. A kihengerlődött földpát és kvarcsemekek másodlagosan keletkezett biotit és kvarcba ágyazódnak bele, amelyek a kőzet vékonypaláságát idézik elő. || nik. 12 ×-es nagyítás.

Pl. III. Fig. 3.

Vallée à SE de Ófalu. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. Les grains de feldspath et quartz laminés s'encastrent dans la biotite et le quartz secondairement formés, ce qui cause le caractère de schiste mince de la roche. Nic. parallèles. Grossissement 12 ×.

Табл. III, фиг. 3.

Долина, находящаяся на юВ от д. Офалу. Гранит потерпевший динамометаморфизм. Скатываемые зерна полевого шпата и кварца залегают в вторично образованный биотит и кварц, которые обуславливают тонкосланцеватость породы. Параллельные николи, × 12.

III. tábla 4. kép.

Bátaapáti D-i vége. Dinamometamorfózist szenvedett gránit. Az átkristályosodott kőzet új ásványi anyagokkal gazdagodott. Epidot, zoizit pala. (Sötét szemek.) A kőzetet zoizit erecske járja át. Ez az ásványtársaság epizonális metamorfózisra utal. X nik. 30 ×-os nagyítás.

Pl. III. Fig. 4.

Bout de S de Bátaapáti. Granit qui a subi le dynamométamorphisme. La roche récristallisée s'est enrichie de nouvelles matières minérales. Epidote, schiste à zoïsité. (Grains foncés.) La roche est traversée par une veinule de zoïsité. Cet ensemble de minéraux allègue une métamorphose épizonale. Nic. croisés. Grossissement 30 ×.

Табл. III, фиг. 4.

Южная окраина д. Батаапати. Гранит, потерпевший динамометаморфизм. Перекристаллизованная порода убогатилась новыми минеральными веществами. Эпидот, цоизитовый сланец (черные зерна). Порода пройдена жилкой цоизита. Это минеральное общество указывает на эпизональный метаморфизм. Скрещенные николи, × 30.



1.



2.



3.



4.

A VELENCEI-HEGYSÉG FÖLDTANI ÉS KÖZETTANI VISZONYAI

Írta: JANTSKY BÉLA

Mint ahogy korábbi szerzők is megállapították, hegységünk a Balaton-felvidék kristályos alaphegységéből kiemelkedő lencsealakú lakkolit, amelynek hosszúsága 19 km, szélessége pedig a közepén 8 km.

A gránitot É, K és DK felől összefüggő palaköpeny veszi körül. Kutatásaim során Sukorótól É-ra, vagyis a hegység D-i felén is sikerült ennek foszlányait megtalálni. Ez a korábbi felfogástól eltérően azt igazolja, hogy a gránit tömegéből eddig nem pusztult le sok.

A kontakt metamorfózist szenvedett palaköpeny közettanilag eléggé változatos. A tisztán hő hatására átalakult andaluzit-sillimanitos palákon kívül fillitszerű szericites palát, csomós palát és kvarcpalát találunk. Külön kell foglalkoznunk a pneumatolitos-hidrotermális átalakulást szenvedett andaluzit-sillimanitos csomós palákkal. Határozott csapásban húzódva a csalai felső malomtól a Kőrakáshegyen, Vargahegyen, a Meleghegy É-i szegélyén, az Antóniahegyen, Gécsi-hegyen keresztül a csöntérhegyi foszlányig turmalinos kvarcerekkel átjárt palát találunk. A turmalinos kvarcerekből a turmalin a palába is beszüremkedik.

A turmalinos átalakult palák színe fekete, éppúgy, mint a turmalinos kvarcereké is. Legszebb kifejlődése az Antóniahegyen található, ahol a turmalin-oszlopocskák hosszúsága néha 2—3 cm-t ér el. A turmalinon kívül kvarc, muszkovit, és apró kilúgozott limonitos ércüregesek találhatók benne.

A B-tartalmú oldatok hatására az andaluzit-sillimanit elbomlott és szericitté változott. Csupán elmosódott körvonalak jelzik az egykori ásványok helyét.

Az átalakult pala helyenként ráncosan gyűrődött, általában azonban enyhe hajlással simul a gránit tömegére. *Ez azt látszik bizonyítani, hogy a pala a gránit intrúzió előtt nem ment át gyűrődéssel kapcsolatos átalakulásokon.*

A gránit főtömege biotitos gránit. Ezt ÉK—DNy-i csapású gránitporfir és aplittelérek rajai, mindezeket pedig hidrotermális kvarctelések szelik át, amelyek környékén a gránit másodlagosan elbontott. A gránit biotitja kloritosodik, majd el is tűnik, a gránit-porfir egyazon telér mentén megvörösödik, a földpátok körvonalai eltűnnek, ezáltal a gránit finomszemcsés kőzetté változik, amelyben csak az erősen reszorbeált automorf kvarczárványok őrizték meg eredeti jellegüket. A kőzeteket sokszor a kvarc hajszálerék szövedéke járja át.

A kvarctelések kilúgozott üregekkel vannak tele, amelyek körvonalai kristályos alakot mutatnak és egykori ércitöltésre utalnak. A hegységben

nagyarányú kvarcosodás ment végbe. A kvarctelések helyenként fluorit, galenit, szfalerit és barit tartalmúak. A felsorolt ásványok a telésekben külön-külön vagy együttesen jelennek meg változó mennyiségben.

A pneumatolitos jelenségek nemcsak a palaköpenyt alakították át. A Gécsi-hegyen turmalinos gránitot, gránitporfirt, aplitot, Sukorótól K-re fluoritos gránitot, ÉNy-ra pedig epidotos gránitot találunk. Turmalinos aplit található Sukoró és Pákozd között a Mélyszegen és a székesfehérvári nagy aplitbányában. Ez utóbbit VENDL M. ásványtanilag már leírta. A pneumatolitos hatásokkal szomszédos területeken, nevezetesen a Gécsi-hegy, Meleg-hegy környékén helyenként erős, kaolinosodással kísért piritesedés tapasztalható.

A hegység egész területén lefolyt ércesedés a gránit-magmatizmushoz van kötve és a nagyarányú kvarcosodás kísérő folyamata, amely valószínűleg a pneumatolitos fázisban kezdődött és a hidrotermális végén fejeződött be.

Bázikus elkülönülésekben a hegység igen szegény. Csupán a Gécsi-hegyen találtam 2 kis foltban gabbrodioritot. Ásványi összetétele plagioklász (labrador-bitownit), diopszid, amfiból, rutil, ilmenit.

A Meleghegy D-i oldalán zoizit, klinozoizit, disztén, muszkovitos kristályos palazárványt sikerült találni. Ezek alapján feltehető, hogy a gránit-lakkolit alatt epizonálisan átalakult kristályos tömegek vannak.

Mindezen röviden ismertetett jelenségek részletes monografikus feldolgoása a következő évek feladata lesz.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES ET PÉTROLOGIQUES DE LA MONTAGNE DE VELENCE

Par B. JANTSKY

L'on peut bien voir, à la surface, la masse lentilliforme, longue de 13 km et large de 8 km, du laccolithe de granit qui s'élève du socle cristallin du Balatonfelvidék (montagnes au bord septentrional du lac Balaton).

De NO, N, E et SE il est bordé d'une enveloppe de schiste de métamorphisme de contact dont les lambeaux ont été trouvés au bord méridional aussi. Cela prouve que de grandes masses ne sont encore dénudées du granit originel.

Dans l'enveloppe de schiste, on peut suivre une zone traversée de veines de quartz à tourmaline. La tourmaline entre dans le schiste aussi. La couleur du schiste à tourmaline et des veines de quartzite est noire.

Avant l'intrusion du granit, l'enveloppe de schiste ne fut pas plissée. Les veines de quartz à tourmaline se sont formées à l'effet d'un métamorphisme pneumatolithique. Contemporainement, l'andalusite et la sillimanite se sont formées à l'effet d'un métamorphisme pneumatolithique. Centemporainement, l'andalusite et la sillimanite se sont métamorphosées en séricite et ce n'est plus que leurs contours à limonite qui révèlent leur existence d'autrefois)

Les effets pneumatolithiques peuvent être observés au granit même. A plusieurs endroits, se formaient le granit à tourmaline, le porphyre granitique.

Le processus hydrothermaux sont beaucoup plus développés que l'effet pneumatolithique.

Le montagne est traversée de filons de quartzite et, de leur structure cellulaire, creuse, nous pouvons conclure leur remplissage métallique d'autrefois. Tout cela est en connexion avec les processus magmatiques qui suivirent à l'intrusion granitique, et indépendamment de l'activité volcanique tertiaire.

Le granit est très pauvre en produits de différenciation basique, ce n'est qu'en deux petites taches qu'on a réussi à trouver de la ségrégation de gabbrodiorite, dont voici la constitution minéralogique: diopside, amphibole, feldspath (labradorite-bitownite), ilménite, rutile et titanite.

Au flanc méridional du Meleghegy, on a réussi à trouver des intercalations de zoïsite, clinozoïsite, schiste cristallin à muscovite, dans le granit. Cela allègue que, sous le laccolithe de granit, il y a des masses cristallines, métamorphosées d'une manière epizonale.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ГОР ВЕЛЕНЦЕ

Бела Янчки

На поверхности видно линзовидная масса гранитового лакколита длиной в 19 и шириной в 8 км, поднимающегося из кристаллических основных гор горного края у озера Балатон. С северо-запада, севера, востока и юго-востока он окаймляется оболочкой контактно-метаморфических сланцев, лоскуты которой на южной стороне я тоже нашел. Это свидетельствует о том, что из первоначального гранита еще не могли эродироваться значительные массы.

В сланцевой оболочке можно проследить зону, пройденную турмалиновыми кварцевыми жилами. Турмалин проникает и в сланец. Турмалиновый сланец и кварцевые жилы имеют черную окраску.

Сланцевая оболочка до интрузии гранита не потерпела смятия. Турмалиновые кварцевые жилы образовались в результате пневматолитового метаморфизма. Одновременно с этим андалузит и силлиманит превращались в серицит и на их прежнем существовании указывают лишь их лимонитовые очертания.

Пневматолитовые воздействия на границе тоже обнаруживаются. В нескольких местах образовались турмалиновый гранит, гранитовый порфир и аплит.

Гидротермальные процессы намного более сильные, чем пневматолитовых воздействия.

Горы пересечены кварцевыми жилами, на рудное заполнение которые можно заключать из их ячеистой, пустотной структуры. Все это связано с магматическими процессами, последующими за гранитовой интрузией, и независимо от третичного вулканического действия.

Основными продуктами дифференциации гранит весьма беден и только в двух небольших пятнах удалось найти сегрегацию габбродиорита, минералогический состав которого следующий: диопсид, амфибол, полевой шпат (лабрадор-бейтоунит), ильменит, рутил и титанит.

На южном склоне горы Мелегхедь в граните удалось найти цоизитовое, клиноцоизитовое, мусковитовое включение кристаллического сланца. Это указывает на то, что под гранитовым лакколитом находятся эпизонально метаморфизованные кристаллические массы.

A MÁD ÉS REGÉC KÖRNYÉKÉN FEKVŐ VASÉRCÉLŐFORDULÁSOK GENETIKÁJA

Írta: KOCH SÁNDOR

Mádtól ÉK-re, a Dióshegy DNY-i nyúlványának végén fekvő vasérc-előfordulásból a huszas évek elején külfejtéssel kb. 1000 vagon ércet termeltek ki.

Az érc impregnációként lép fel kaolinosodott riolit-agglomerátumban, egy kb. 100 m-es, nagyjából ÉD-i irányú sávban és a limonitot a határoló kvarcittelérig már lefejtették [5].

A kráteryszerű külfejtés falait többé-kevésbbé kvarcosodott, egyes pontokon limonit-impregnálta agglomerátum alkotja, ebből állanak ki a limonit-festette kvarcittömbök. A bánya fenekét tó foglalja el. Mind a limonitos kvarcitokból, mind az agglomerátumot át és átszelő, sőt átítató ércből gyűjtöttem mintákat. A rakodón heverő ércnek megfelelő a bányában száiban nem találtam.

A limonit-bevonta és -festette, kívül egészen barna, belül azonban csak gyengén sárgás, xenomorf kvarc szemek-alkotta, tömött kvarcittömbből gyűjtött minták átlagelemzésének eredménye (elemző DONÁTH ÉVA):

1. sz.

SiO ₂	82,52%
Fe ₂ O ₃	10,92
Al ₂ O ₃	1,82
CaO	0,21
MgO	0,09
P ₂ O ₅	0,01
H ₂ O ⁻	1,08
H ₂ O ⁺	2,62
	100,27%

Vasoxid csak a kvarcitpéldányok felületén, repedéseiben halmozódott fel.

A kovássalvával átítatott, részben kvarcosodott, illetve opálosodott agglomerátumot átítató, benne erek, fészkek alakjában elhelyezkedő limonit okkeres, morzsolható. A mellékközettől megtisztított okkeres érc elemzésének eredménye (elemző DONÁTH ÉVA):

2. sz.

SiO ₂	28,36 %
Fe ₂ O ₃	57,37
Al ₂ O ₃	5,29
CaO	0,32
MgO	nyom
P ₂ O ₅	0,52
H ₂ O ⁻	1,08
H ₂ O ⁺	2,62
	<hr/> 100,19 %

Az agglomerátumnak SiO₂-dal erősen átjárt, kalcedon-alkotta részei csaknem vasmentesek, míg a kevésbé kvarcosodott részek sárgás-barnás árnyalatúak. Ez a nagyobb (36,63%) vastartalmú okkeres érc a ma megfigyelhető bányarészekben csak szórványosan mutatkozik.

Az okkeres limonit mellett, ugyancsak az agglomerátumot átszelő anyagból, mangánban dús darabokat is gyűjthettem (elemző: GRASSELLY GYULA):

3. sz.

SiO ₂	45,98 %
Fe ₂ O ₃	3,06
Al ₂ O ₃	2,85
MnO ₂	37,72
CaO	0,74
MgO	nyom
P ₂ O ₅	0,02
H ₂ O ⁻	1,35
H ₂ O ⁺	8,25
	<hr/> 99,97 %

Az ilyen piroluzites-okkeres darabok szintén csak gyéren találhatók a ma bejárható feltárásokban.

A rakodón felhalmozott, válogatott érc sötétbarna, tömött, erősen repedezett, kagylóstörésű, keménysége közel 5. Felületén és repedéseiben vasokker finom pora. Vékonycsiszolatban dohánybarnán áttetsző, amorf külseje ellenére anizotrop. Belsejében apró kvarcsezemek észlelhetők, melyekben limonitzárványokat találunk, tehát ez a kvarc a limonitnál fiatalabb. Ez a nehéz érc, melynek fajsúlya öt mérés középértékeként 3,81-nak adódott, mint elemzésének eredménye mutatja, közel ideális összetételű tūvas-érc (elemző: GRASSELLY GYULA):

4. sz.

SiO ₂	0,49 %
Fe ₂ O ₃	82,20
Al ₂ O ₃	4,15
P ₂ O ₅	1,06
H ₂ O ⁻	0,97
H ₂ O ⁺	11,12
	<hr/> 99,99 %

Fe-tartalma 57,49%. Ez az érc igen hasonlít a zengővárkonyi érchez, melyben, ha elemzésének eredményéből levonjuk az ércet szennyező CaCO₃ mennyiséget, 57,03% vastartalmat kapunk.

Sem a bányában gyűjtött példányokon, sem a rakodón talált érc mellett nem észleltem kalcitot vagy egyéb karbonátot. Az érc külső megjelenése, de mennyisége is ellene mond annak, hogy vasat tartalmazó kalcit elmállása révén keletkezett vaskalap volna [6]. Szerintem nem is hidrotermáleredetű, mint BARTKÓ feltételezi [1].

A helyszíni és laboratóriumi vizsgálatok arra engednek következtetni, hogy a limonit a kvarcitot-kalcedont szolgáltató hévvizeknél fiatalabb, gyengén CO_2 -tartalmú forrásvizekből rakódott le. A Törési vonalak mentén felszálló források-szivárgások vize már útközben a leszálló vizek O -tartalmának hatására kicsapódó $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -al itatta át a laza agglomerátumot, sőt a repedések mentén a kvarcitot is impregnálta. A felszínre lépő forrás vastartalma részben a kilépésénél és környékén csapódott ki, részben kisebb tavacskába gyűlt meg és vált ki a tófenéken. Az aránylag magas foszfortartalom szintén ilyen keletkezést igazol. A hasonló megjelenésű, szintén nagy vastartalmú zengővárkonyi érc, véleményem szerint, hasonló eredetű.

Az érc vastartalmát a mélyben fekvő és környező kőzetek vastartalma szolgáltatja.

A Regéc környéki limonit előfordulásokról az irodalomban említést nem találtam. Tudtommal Majher Bertalan sárospataki lakos tárt fel néhányat közülük. A Regéctől É-ra fekvő, nagyjából ÉD-i irányban húzódó, okkerelőfordulásokból 1947. folyamán összesen 790 tonna anyagot termeltek ki. A Földtani Intézet az ércelőfordulás kivizsgálása céljából 112 kutatóaknát telepített a területen.

Az andezit felszínén fekvő előfordulások anyaga barna vasokker, illetve vasokker-cementálta breccsa. A tiszta limonitból álló, földes külsejű darabok némelyikének belsejében növényi származadványok láthatók. A breccsás példányokon a nagyobb fehér, vagy kisebb okkertől átitatott, sárgára festett közettörmeléket vékonyabb-vastagabb limonitréteg cementálja össze.

A Földtani Intézet III-as feltárása környékén 0,50—1,50 m vastagságban fordul elő a réteges, leveles vasokker. Egy, a helyszínen gyűjtött darab elemzése (elemző: GRASSELLY Gy.):

5. sz.

SiO_2	10,62 %
Fe_2O_3	64,15
Al_2O_3	0,71
P_2O_5	0,09
H_2O^-	3,03
H_2O^+	21,61
	<hr/> 100,21 %

A morzsolható, barnaszínű okker Fe -tartalma 44,87%. A lelőhely, mely az egykori forráskilépés körül legyezőszerűleg terül el és szélesedésével kivekonyodik, szépen mutatja a forrás körül meggyűlt pocsolya helyét, melynek vizéből az okker lerakódott.

A dorgói közbirtokossági legelőn fekvő 4. feltárás helyén ma is van egy kisebb vasas forrás. Egykor több forrás törhetett itt fel. Az egykori forráskilépések közvetlen közelében a kőzet teljesen elmállott, tőle néhány

lépésre a mállott, vastartalmú kéreg alatt sötétszínű, már kemény. Ugyanitt kvarcitlerakódások is észlelhetők. A Földtani Intézet által telepített 47. és 52. akna anyagából gyűjtött breccsás ércek elemzési adatait a következőkben adom:

	6. sz.	7. sz.
	47. akna (elemző: Grasselly)	52. akna (elemző: Donáth)
SiO ₂	48,98 %	47,96 %
Fe ₂ O ₃	34,52	37,03
Al ₂ O ₃	3,26	3,36
MnO ₂	0,40	nyom
CaO	0,30	0,12
MgO	nyom	nyom
P ₂ O ₅	0,15	nyom
H ₂ O ⁻	2,27	0,25
H ₂ O ⁺	10,40	11,29
	<hr/> 100,28 %	<hr/> 100,01 %

Tekintve, hogy a kvarcitok vastól csak kevésbé szennyezettek, felteszem, hogy a kovasavat szállító termák itt is idősebbek, mint a kőzetekből kioldott vasat hozó forrásvizek.

Véleményem szerint tehát mind a mádi, mindpedig a regéci limonit forrásüledék. Mádon a közel ideális összetételű limonit a források tavacs-kákban meggyült vizéből vált ki. Jelentős mennyiséget szolgáltató előfordulásra valószínűség nincsen, ellenben a limonitnak — okkernek kisebb, eddig még fel nem tárt, foltokban való felleptére számíthatunk.

ROZLOZSNIK elméletével kapcsolatban [6] megvizsgáltam a vidék egyetlen forrásmészkő előfordulását, a komlóskait. A Szalka DDK-i lejtőjén, opál-kalcedon betelepülésekben igen gazdag andezitben húzódik a 8—10 m vastag és közel félszáz m hosszú forrásmészkővonulat, melyet szélein hidrokvarcit kísér. A forráskő igen változatos felépítésű, apróbb-nagyobb szemű, sötét durván sugaras-rostos és különböző színű, fehér-sárgás-barna, de anyaga mindig kalcit és kalcitként is vált ki oldatából.

Az erősen festett, barnaszínű rétegek durván szemcsés kalcitanyagában mikroszkóp alatt zárványokként, mint festőanyagot, mangános-vasas gélét észleltem rendszertelen eloszlásban. A legsötétebb rétegek elemzése a következő eredményt adta (elemző: GRASSELLY Gy):

8. sz.	
SiO ₂	0,25 %
Fe ₂ O ₃	0,26
Al ₂ O ₃	0,21
MnO ₂	2,06
CaO	48,43
MgO	5,38
CO ₂	43,54
H ₂ O ⁻	0,12
	<hr/> 100,25 %

A világosabbszínű darabokból készített vékonycsiszolatokban a színező anyagok szintén szilárd zárványok alakjában találhatók, a kőzet ásványa

tehát, mint mondtam, kalcit. Sem szideritet, sem rodokrozitot nyomokban sem találtam. A forráskövet átszelő vékony fekete-sötétszürke erek anyaga $\text{MnO} \cdot \text{OH}$ és kevés $\text{Fe}(\text{OH})_3$ festette finomszemű kvarcit. Analízise a következő eredményt adta (elemző: GRASSELLY GY.):

9. sz.

SiO_2	83,89 %
Fe_2O_3	0,40
MnO	12,38
CaO	0,25
MgO	nyom
H_2O^-	0,22
H_2O^+	3,15
	<hr/> 100,29 %

IRODALOM

1. BARTKÓ L.: Jelentés a Mád környékén végzett reambulációs felvételtől. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évben végzett munkálatairól. Budapest. 1948.
2. BEM B.: Regéc-Főny- és Mogyorósa környéki vasércutatók. Földt. Int. Évi Jel. 1950.
3. HOFFER A.: A komlóskai forrásmész. A debreceni Tisza István Tudományos Társulat II. o. munkái. II. Debrecen. 1927.
4. LENGYEL E.: Séta Sárospatak környékén. Földtani Értesítő. V. évf. 1940.
5. PANTÓ G.: A mádi vasércelőfordulás bányageológiai viszonya. Jelentés a Jövedéki Mélykutatás 1947—48. évben végzett munkálatairól. Budapest. 1948.
6. ROZLOZNIK P.: A Tokajhegyalja délnyugati része s a vele dél felől határos sík terület földtani viszonyai. Jelentés az 1931—32. évi felvételekről. Földtani Int. Évi Jelentései az 1929—32. évekről. Budapest. 1937.

LA GÉNÉTIQUE DES OCCURENCES DE MINÉRAI DE FER DES ENVIRONS DE MÁD ET REGÉC

Par: S. KOCH

Au mont Dióshégy de Mád, dans l'agglomérat rhyolitique on a exploité et recherché un menu minéral de fer oxydé brun. Le minéral consiste en imprégnation ocrée qui ou a imprégné la roche encaissante (analyse No. 2.) ou elle s'est dissoute avec l'acide silique (analyse No. 1.). A certains endroits, c'est l'imprégnation d'oxyde de manganèse qui devient prépondérante (analyse No. 3.). Dans la matière qui a été exploitée auparavant, l'on a trouvé un minéral composé de goethite presque pure (analyse No. 4.).

Selon les analyses qui étaient en connexion avec les recherches de minéral de fer de Regéc (5, 6, 7), il s'agit, là d'un détritit de tuf, imprégné d'oxyde de fer de quantité variable. Toutes les deux occurrences mentionnées ne sont que des sédiments fontigéniques qui se sont déposés au fond des petits lacs accumulés dans les environs de la source. La matière du calcaire fontigénique de Komlóská est la calcite qui contient des souillures en quantité variable (analyses Nos 8, 9). On n'a pas réussi à démontrer d'autres minéraux carbonatés.

ГЕНЕЗИС МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЖЕЛЕЗНОЙ РУДЫ РАЙОНОВ ДД. МАД И РЕГЕЦ

Шандор Кох

В риолитовом агglomerате горы Диошхедь в д. Мад небольшая запежь бурого железняка находилась под разработкой и разведкой. Руда является охристой импрегнацией, которая или насытила боковую породу (анализ № 2), или же выделилась вместе с аморфной кремнекислотой (анализ № 1). В некоторых участках преобладает импрегнация окиси марганца (анализ № 3). В разработанном раньше материале была найдена руда, состав которой почти равен составу гетита (анализ № 4).

Согласно анализам, произведенным в связи с разведкой на железные руды в районе д. Регец (№№ 5, 6 и 7), здесь имеем дело с обломками туфа, насыщенного меняющимся количеством окиси железа. Оба упомянутые месторождения являются осадками источников, отложившимися на дне маленьких озер, образовавшихся в окрестностях источников. Веществом травертина в д. Комлошка является кальцит, содержащий изменяющееся количество засорений (анализы №№ 8 и 9). Выявить наличие других карбонатных минералов не удалось.

A MECSEKHEGYSÉG FELSŐ-DOGGER RÉTEGEI

Írta: KOVÁCS LAJOS

Kövületgyűjtést végeztem a magyaregregy—szászvári vonulatot harántoló szászvári, vékenyi és kárászi völgyekben, a Magyaregregytől D-re benyúló Márévári-völgyben, majd délebbre a Zobákpusztá felé haladó műút baloldalán benyúló Singödörben és Hidasi-völgyben, továbbá a Mézesrét magasságában a Komlótól ÉK-re emelkedő Malomhegy (a környékbeli lakosok megjelölése szerint Szegehegy) D-i oldalán fölhúzódó mély völgyben, végül Püspöknádasdtól K-re az Ófalú alatt húzódó Mészégetővölgy felső völgybenyúlásában.

E helyeken a felső-dogger rétegek jól fel vannak tárva. Úgyszólván kizárólag csak abból a 10—15 m vastagságú sötét téglavörös, egyébként világosszürke foltokkal tarkázott, túlnyomórészt vörösbarna, agyagos, gumós, könnyen széteső mészkőrétegekből álló csoportból gyűjtöttem, amely Vadász szerint bathoni-bradfordi korú.

A fauna részletesebb feldolgozásáig az alább felsorolandó fajokat közölhetem az egyes lelőhelyek szerint részletezve. A *Phylloceras*okra az általam korábban ajánlott alnem-megjelölést alkalmaztam [2, 3].

1. *Szászvári-völgy*. Szászvár D-i végétől kb. 1 km-re, a völgyben haladó bányavasút csilleháza fölötti aluljárótól fölfelé, a hegyoldalba nyitott nagy kőbánya É-i részén a vörösbarna, gumós felső-dogger mészkő mélyebb padjai helyenként egészen tömöttek, vastag fehér kalciterekkel, gumók nélkül. Egyik gumós pad dőlése ($65/10^\circ$) alapján a szóbanforgó rétegcsoporthoz a bányavasút oldalbevágásában kibúvó tarka gumós rétegek fedőjében helyezkedik el. Itt csupán néhány rosszmegtartású *Lyloceras*-töredék került elő.

A kőbánya É-i végében levő hatalmas szürke, tömött, kalciteres mészkőpadok rétegtani kapcsolata a vörösbarna felső-dogger mészkővel közvetlenül nem állapítható meg. A felső-dogger gumós rétegei valószínűleg rátolódtak a megtorlódott szürke mészkőpadokra; az utóbbiak tehát fiatalabbak lehetnek. Mivel szerves maradványok nincsenek bennük, közettani minőségük alapján a malm mélyebb részét, az oxfordi emeletet képviselhetik részben.

E képződmények még a Lipsehegy É-i lejtőjén, a bányavölgyi kőbányától KÉK felé is kibújnak. A kőbányától számítva az ÉNy irányban leereszkedő 3. völgy mély vízmosásának alján, tekintélyes vörös gumós felső-dogger mészkőpadok figyelhetők meg, $270/28^\circ$ -os dőléssel. Nem sokkal K-ebbre, a 4. bevölgyelés felső részén, $316/45^\circ$ -os dőlés mérhető a táblás kifejlődésű,

sárgásszürke, tömör, simatörésű, márgás, kőzettani kifejlődése alapján malmra utaló mészkőben.

Még K-ebbire az 5. nagyobb völgy felső részén levő kőfejtőben a bányavölgyi kőbánya mészkövével azonosítható hatalmas, szürke, tömör, simatörésű mészkőpadokat láthatunk. Ezek egyike $352/41^\circ$ -os dőlésű. A kőfejtő bejáratában feltárt lemezes, kalciteres, sárgásszürke mészkőrétegek következnek rájuk. Kőzetminőségük azonos a 4. bevölgyelés felső részének mészkövével. A kőbánya fölött a $338/42^\circ$ -os dőlésű vörösbarna, gumós felső-dogger mészkő van feltárva egy kisméretű kőfejtőben. Települése alapján idősebb a táblás kifejlődésű sárgásszürke, kalciteres mészkőnél.

A szászvári bathoni—bradfordi—alsó-kallovi, mélyebb részében tarka, magasabban túlnyomórészt vörösbarna, gumós mészkő fedőjében vastagpados tömör, szürke, kalciteres mészkő, majd sárgásszürke, kalciteres, táblás mészkő települ. Ez utóbbiak kőzetminőség alapján már a malmhoz számíthatók.

A szászvári Bánya-utca Ny-i oldala fölött vezető kocsúton a Horgastető magassági pontja előtt is a felső-dogger vörös gumós mészkőpadjai bújnak ki — kövületek nélkül.

Vékényi-völgy. A völgyben haladó kocsút baloldalán kb. 250—300 m-re a felső-dogger vörös gumós mészkövének tekintélyes padjai láthatók, közvetlen érintkezésben a trachidolerittel. A patakmeder felsőbb szakaszán tömör, szürke, kalciteres mészkőpadok következnek s egy ilyen mészkőpad figyelhető meg a patakmeder vége fölött is, a kocsút baloldalán, $241/19^\circ$ -os dőléssel. Szerves maradvány itt sem került elő. Az út jobboldalán feltárt trachidolerit 80—100 cm-es közökben váltakozik vékony, szürke mészkőrétegekkel. D-ebbire már alsó-liász korú, szürke, erősen kristályos, kemény, krinoideás mészkőpadok figyelhetők meg.

Az említett, $241/19^\circ$ -os dőlésű mészkőpad fölött, magasan, a völgy K-i oldalában kiemelkedő kis orom alján kemény, tömör, kalciteres, egyenetlen törésű $29/17^\circ$ -os dőlésű vörhenyesszürke mészkőpad látszik ammoniteszkőbelekkel. Rajta a vörösbarna, agyagos, gumós csoport roncsa fekszik; a gumók anyaga kemény szürke mészkő. A következő kövületeket találtam benne: *Phylloceras* sp. ind. (a vörhenyesszürke mészkőből), *Lytoceras* sp. ind. (ex aff. *tripartitifforme* GEMM.), *Litoceras* sp. ind., *Perisphinctes hofmanni* TILL., *Perisphinctes balcanensis* Lóczy.

Kárászi-völgy. Kárásztól D-re, a Kanászházon túl, a magyaregregyi országút Ny-i oldala fölötti kis kőfejtő alsó részében is tarka gumós, följebb egyöntetűbben sötétvörösbarna felső-dogger mészkőrétegeket tár fel. Az itteni roszsmegtartású ammoniták közül *Phylloceras* sp.-t és *Lytoceras* sp.-t említhetnek.

Márévári-völgy. A völgy jobboldalán a Márévár romja felé közeledve, a malm rétegek láthatók a felszínen. A romon túl mintegy 600 m-re, ahol a völgy alja egészen összeszűkül, a vörösbarna, agyagos, gumós, felső-dogger mészkő hatalmas, megbillent, részben leszakadt sziklatömbjei, majd helybenlevő vörösbarna mészkőpadok láthatók. Az említett sziklatömbök igen gazdagok szerves maradványokban: *Heterophylloceras óbányaense* BöCKH, *Calliphylloceras demidoffi* Rouss, *Holcophylloceras zignodianum* D'ORB., *Ptycho-*

phylloceras flabellatum NEUM., *Ptychophylloceras* cfr. *flabellatum* NEUM., *Lytoceras* sp. ex aff. *phillipsi* SOW., *Lytoceras pygmaeum* D'ORB., *Lytoceras adeloides* KUD., *Perisphinctes* cfr. *lytoceratoides* LÓCZY, *Oppelia* sp. ind., *Aptychus* cfr. *beyrichi* OPP., *Belemnites* sp. ex. aff. *subclavatus* QUENST., *Aulacothyrus* cfr. *daedalicus* DI STEF., *Terebratula* sp. ind., *Terebra acuticosta* QUENST., *Posidonomya alpina* GRAS.

A szóbanforgó üledékek közetminőségük és ősmaradványtársaságuk alapján a bathoni emeletbe tartoznak. A *Lytoceras adeloides* KUD. még az alsó-kallovi jelenlétét is föltételezni engedi e csoportban.

Singödör. A Singödör kezdeti szakaszán az oxfordi-kimmeridgei emelet kemény, szürke, gumós, kalciteres mészkövei vannak jelen. Padjaik követhetők a jobboldalon fölhúzódó első mellékvölgy vízmosásának alján, amelyekből főntebb közelebből meg nem határozható ammonitesztöredékek kerültek elő. A mellékvölgy benyílásában látható hatalmas pad 137/30°-os dőlésű.

A fővölgyön fölfelé jobbról is megfigyelhetők a hatalmas, szürke, gyér ammonitákat tartalmazó mészkőpadok, 145/38°-os dőléssel, — egy-két fölismerhetetlen töredékdarabon kívül — *Lytoceras* sp.-szel.

Az említett mellékvölgytől feljebb 120 m-re, jobbról ismét hatalmas mészkőpadok figyelhetők meg; a legalsó szürke pad fölött barnászörös, gumós, ammonitás, felső-dogger padok következnek 330/45°-os dőléssel.

Innen fölfelé, kb. 50—60 m-re a patakmeder jobboldala rétegboltozatot tár föl, amelyen túl kb. 20 m-re ismét a vörösbarna, agyagos, gumós felső-dogger mészkő meredek dőlésű rétegefejei mutatkoznak a patakmeder alján, mintegy 10—12 m-es szakaszon; ugyanezt tárja fel a vízmosás két oldala is. Ezekből a rétegekből a következő fajok említhetők: *Calliphylloceras demidoffi* ROUSS, *Holcophylloceras zignodianum* D'ORB., *Perisphinctes lytoceratoides* LÓCZY, *Perisphinctes* sp. ind., *Sphaeroceras bullatum* D'ORB., *Oppelia* sp. ind.

A felsorolt fajok közt szembetűnik a *Sphaeroceras bullatum* D'ORB. előfordulása, amely az alsó-kallovi rétegek jelenlétére utal, ugyancsak a vörösbarna gumós csoporton belül. Az említett példány ugyan nem a kérdéses rétegekből került elő, hanem a vízmosásból, de a kőből közetanyaga meggyezik a gumós rétegekből előkerült példányokéval.

Hidasi-völgy. A völgy közel 2 km-es ÉK-i szakasza alsó-dogger rétegekbe vágódik be, majd K felé fordul. A völgy megtörési pontján, baloldalon levő, Csurgó néven ismert hatalmas mohos sziklafallal ferdén átellenben, kb. 80 m-re, meredeken leomló partoldal látható, amely mintegy 6—8 m magasan a tarka gumós, ammonitás felső-dogger rétegeket tárja föl. Ezek igen gazdagok jómegtartású ammonitákban, kívülük azonban egyéb szerves maradvány is előkerült belőlük. A begyűjtött fajok közül a következőket sorolom föl: *Heterophylloceras óbányaense* BÖCKH, *Heterophylloceras kuder-natschi* HAU., *Calliphylloceras* sp. ex aff. *demidoffi* ROUSS, *Holcophylloceras zignodianum* D'ORB., *Ptychophylloceras flabellatum* NEUM., *Lytoceras* sp. ex. aff. *phillipsi* SOW., *Lytoceras pygmaeum* D'ORB., *Lytoceras adeloides* KUD., *Lytoceras* cfr. *adeloides* KUD., *Lytoceras* sp. ind. ex aff. *adeloides* KUD., *Perisphinctes wagneri* OPP., *Perisphinctes* sp. ind., *Stephanoceras* sp. ind. ex aff.

coronatum SCHLOTH., *Sphaeroceras* ex aff. *microstomum* D'ORB., *Oppelia* sp. ind., *Aptychus* cfr. *beyrichi* OPP., *Belemnites apiciconus* BLAINV., *Belemnites* sp. ex aff. *serpulatus* QUENST., *Aulacothyrus* cfr. *daedalica* DI STEF., *Rhynchonella* sp. ex aff. *erycina* DI STEF., *Posidonomya alpina* GRAS.

E kövülettársaság 37%-a közös azzal a faunával, amelyet VADÁSZ a bathoni emelethől közölt [5]. A kőzet színe alapján a szóbanforgó rétegcsoporthban a *Cosmoceras dubium* öve és a *Parkinsonia parkinsoni* öve egyaránt föl van tárva. Sőt a *Sphaeroceras* ex aff. *microstomum* D'ORB. alsókallovi faj előfordulása, a *Lytoceras adeloides* KUD. sp.-szel együtt az alsókallovi jelenlétét is föltételezni engedi a szóbanforgó üledékcsoportban.

Malomhegy. A Komlótól ÉK-re, a Mézesrét fölött emelkedő Malomhegyet a környékbeliek Szegehegy néven ismerik. A szőlővel beültetett D-i oldala K-i szomszédságában, a tető felé felhúzódó mély völgy felső szakasza vágódik bele a vörösbarna, néhol világosan foltozott, agyagos, gumós, lazán leomló felső-dogger rétegcsoporthba, mintegy 20—25 m hosszúságban. Az innen származó kövületek kőzetanyaga túlnyomórészt szürke mészkő. Följebb, a völgy alján, ennek már a végéhez közeleső szakaszán, 280/7°-os dőlésű tömött, világossárgás, szaruköves mészkőpad búvik ki, amely kőzetminősége alapján valószínűleg a malm magasabb részéhez tartozik. Így nem közvetlen fedőjét alkotja a felső-dogger képződményeknek, hanem szerkezetileg érintkezik azokkal.

A szóbanforgó völgy a 75 000-es lapon megközelítőleg a «Bükkerdő» felírás «ő» betűje fölött, nagyjában a ϕ 390 irányában jelölhető meg. Az itteni felső-dogger rétegekből elég jó megtartású fajokat gyűjtöttem: *Heterophylloceras óbányaense* BÖCKH, *Heterophylloceras kudernatschi* HAU., *Calliphylloceras demidoffi* ROUSS., *Oppelia* sp. ind., *Terebratula* cfr. *intermedia* SOW., *Goniomya* sp. ind.

Ófalu. A mészégetővölgy (helybeliek szerint Kalktal) kezdeti szakaszán, a K-i oldalon benyúló első mellékvölgy — a helybeli lakosok szerint Kohltal — kezdetén szembetűnő meredek oldal vörösbarna, jórészt sárgás, laza, agyagos, gumós felső-dogger rétegeket tár föl. Erről az előfordulásról BÖCKH J. Eszter név alatt emlékezik meg. Faunájuk: *Calliphylloceras* sp. ex aff. *frechi* PRINZ, *Lytoceras tripartitum* D'ORB., *Perisphinctes banaticus* ZITT., *Perisphinctes orion* OPP., *Perisphinctes* sp. ex aff. *moorei* OPP., *Perisphinctes lytoceratoides* LÓCZY, *Stephanoceras linguiferum* D'ORB., *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH., *Cosmoceras* sp. ex aff. *globosum* TILL., *Pentacrinus* sp. ind., *Isocardia* sp. ind.

Ez a kis kövülettársaság alsó-kallovi korra jellemző. Különösen a *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. fellépése figyelmeztet erre. BÖCKH. J. még csak lehetőnek tartotta ennek előfordulását [1].

Faunajelleg; rétegtani és ősföldrajzi vonatkozások

Az ismertetett előfordulások viszonylag vékony, vörösbarna, szürkefoltos, gumós felső-dogger csoportja kőzettani minőségében, őslénytani vonásaiban egyaránt egységes kifejlődésűnek mondható. Könnyű felismerhető-

sége igen jó rétegtani támpontot nyújt. Szerves maradványai túlnyomórészt ammoniták; egyéb ősmaradványai alárendelt szerepűek.

A faunaösszetétel s az üledékek közettani minősége egyaránt partoktól távolabb fekvő, nyíltvízű, aránylag sekély tengerre utal. Ezt állapítja meg Lóczy is [4].

A közettanilag egységes mecseki felső-dogger csoport — a kövületek tanúsága szerint — a bathoni—bradfordi—alsó-kallovi emeleteket képviseli. Faunánkban alsó-kallovi alak: *Lytoceras adeloides* KUD. (Márvári-völgy, Hidasi-völgy), *Sphaeroceras* ex aff. *microstomum* D'ORB. (Hidasi-völgy), *Sphaeroceras bullatum* D'ORB. (Singödör), *Macrocephalites macrocephalus* SCHLOTH. (Ófalú, Kohltal). Még magasabb szintre utalna a *Cosmoceras* sp. ex aff. *globosum* TILL (Ófalú, Kohltal), ez azonban egyelőre nem tekinthető biztos adatnak.

A gyűjtött szerves maradványok még részletes földolgozásra szorulnak, ami későbbi feladat. Az összfauna összetételében faj- és egyedszám tekintetében általában a *Phylloceras*-ok és *Lytoceras*-ok vezetnek:

Fajok	Száma	Egyedszám
<i>Phylloceras</i>	7	27
<i>Lytoceras</i>	8	25
<i>Perisphinctes</i>	9	12
<i>Stephanoceras</i>	2	2
<i>Sphaeroceras</i>	2	2
<i>Macrocephalites</i>	1	1
<i>Cosmoceras</i>	1	1
<i>Oppelia</i>	3	3
<i>Aptychus</i>	1	5
<i>Belemnites</i>	3	3
<i>Csiga</i>	1	1
Kagyló	3	4
<i>Brachiopoda</i>	4	6
Tüskebőrű	1	2
Összesen	46	94

Bár a *Perisphinctes*ek fajszáma nagyobb a *Phylloceras*okénál, és egyedszámban messze mögöttük maradnak, meg kell jegyeznünk, hogy a még meghatározásra váró ősmaradványok közt sok *Phylloceras* van; így ez utóbbiakat illeti meg az elsőség.

A mecseki felső-dogger képződmények mediterrán jellege kétségtelenül megállapítható, bár a faunában szerepelnek olyan alakok is, amelyek a középeurópai júrában is otthonosak. Az üledékek kifejlődésmódja rokon az adnethi fáciessel. Ilyen értelemben nyilatkozott Lóczy is [4].

Mindamellet a faunában fölismerhetők bizonyos fokú rokonvonások a középeurópai júrával, amit Lóczy is elismer fönt idézett munkájában.

IRODALOM

1. Böckh J.: Adatok a Mecsek hegység és dombvidéke jurakorbeli lerakódásainak ismeretéhez. I—II. Értekezések a Term. tud. köréből. 9. k. 1881.
2. Kovács L.: A *Phylloceras* genusz rendszertani egységei. Közl. a debreceni Tisza István Tud. egyetem ásvány-földtani intézetéből (Tisza, III. k.). Debrecen, 1939.
3. Kovács L.: Az Északi Bakony liászkorú ammoniteszeinek monográfiája. *Geologica Hungarica*. Ser. Palaeont. 17. Bp. 1942.
4. *íjj.* Lóczy L.: A villányi callovien-ammonitesek monográfiája. *Geol. Hungarica*. I. k. 1915.
5. Vadász E.: A Mecsekhegység. Magyar Tájak Földtani Leírása. I. k. Budapest. 1935.

LES COUCHES DU DOGGER SUPÉRIEUR DE LA MONTAGNE MECSEK

Par L. Kovács

En connexion avec l'examen stratigraphique des formations du Dogger supérieur de la montagne Mecsek, j'ai recueilli des fossiles aux territoires suivants: les vallées de Szászvár, Vékény, Kárász et Márévár, Singödör, vallée de Hidas, Malomhegy, Ófalu. V. la liste de la faune des occurrences décrites dans le texte hongrois. Le groupe relativement mince, brun, rougâtre, à taches grises, nodulaire, de Dogger supérieur des occurrences décrites peut être considéré comme d'un faciès uni de point de vue pétrologique et paléontologique. On le reconnaît facilement et ainsi il est un bon point d'appui stratigraphique. Ses restes organiques sont surtout des Ammonites, les autres fossiles jouent un rôle secondaire. Leur faciès montre une origine marine, loin du rivage, de haute mer, mais relativement peu profonde. Ce Dogger supérieur de Mecsek, pétrologiquement uni, représente, en vertu des fossiles, les étages bathonien, bradfordien, callovien inférieur. L'on peut indubitablement constater son caractère méditerranéen, bien qu'il y ait des espèces d'Europe Centrale dans la faune. Par contre, le Jurassique du Dunántúl montre un faciès purement méditerranéen.

ВЕРХНЕ-ДОГТЕРСКИЕ СЛОИ ГОР МЕЧЕК

Лайош Ковач

В связи с стратиграфическим исследованием верхнедоггерских образований гор Мечек я произвел сбор окаменелостей на следующих территориях: Сасварская, Векенская, Карасская и Мареварская долины, Шингедёр, Гидашская долина, гора Маломхедь, район д. Офалу. Перечисление фаун описанных месторождений смотри в венгерском тексте. Сравнительно тонкая, красновато-бурая, серопятнистая, клубневая верхне-доггерская группа с литологической и палеонтологической точек зрения одинакого может считаться имеющей единое развитие. Она легко познаваема и поэтому является выдающейся стратиграфической опорной точкой. Органические остатки ее преобладающей

частью являются аммонитами, другие древние остатки имеют подчиненное значение. Развитие их указывает на то, что они образовались в далеком от берег, открытоводном, сравнительно мелком море. На основании окаменелостей этот с петрографической точки зрения единообразный верхний доггер гор Мечек представлен батским, бредфордским и ниже-келловейским ярусами. Средиземноморский характер фауны несомненно определим, хотя средне европейские формы в ней тоже появляются. В противоположность этому юра Задунайского края имеет ясно средиземноморское развитие.

A ZALAVIDÉK FÖLDTANI VISZONYAI

Írta: KRETZOI MIKLÓS

A terület rétegtanilag a következő elemekből tevődik össze: 1. felső-pannon agyag-homok-sorozat (igen faunaszegény tarka sorozat, homokos részében túskevári típusú fauna töredékei), 2. *Unio wetzleri*-s záró pannon homokok, 3. a Kemeneshát kavicsplatójának folytatása DNy felé, 4. a Rába- és Zala-terraszok lösztakaróikkal, 5. ma is tartó üledékképződés (vízállások, lejtőtörmelék).

Felső-pannóniai agyagos sorozat. Az egész terület alapja pannóniai sorozat, mely regionálisan két részre oszlik: a Zalától É-ra, illetve D-re elterülő. Utóbbi homokosabb tagokkal váltakozó, homokos agyag, agyagos homok, agyag tarka sorozata, váltakozva homokkal, sőt ritkán (Petőhenye) kemény mészkövet is mutat. Ez a pannon adja a zalai dombvonulatok teljes, a felszínen közel 150 m vastagságban követhető sorozatát. Ez a jórészt tarka sorozat ősmaradványokat alig tartalmaz, ami mégis töredékekben fellelhető benne, az a túskevári gazdag pannon lelőhely faunasztijére utal.

Legfelső-pannóniai wetzleri-s sorozat. A Zalától É-ra elterülő vidék a felvételi területen a pannon legfelső, záró tagját, az *Unio wetzleri*-s homokot szolgáltatja alépitményében. Ez a homoksorozat sok helyen tartalmaz *wetzleri*-maradványokat, valamint még gyakrabban a káldi faunában típusosan fellépő szép *Helicidák*at, jobb-rosszabb megtartásban. A homokok maguk jórészt igen csillámos, ferderétegzett fluviatilis, változatos sorozatot adnak; tetejükön — amennyiben az erózió azt el nem távolította — mind vasasabb csíkokkal, melyek a legtöbb helyen bizonytalanul mennek át a fedő negyedidőszaki sorba, különösen ott, ahol utóbbi átmozgatott pannóniai homokokból áll.

A Kemenes kavicstakarója és terraszkok. A Rába—Marcalköz össze-szűkülésétől Szentgotthárdig terjedő, ÉK-nek egyenletesen lejtő, a Rába felé rövid, a Zala—Márcal felé viszont mély oldalvölgyekkel hasogatott plátót a területen 2—12 m vastagságban hatalmas, vörös és kék, tarka agyag-homok kötőanyagú kavicstakaró fedi. A kavicsokról magukról az irodalomban szereplő sok leírás, jelentés stb. után legfontosabb kérdés, amit túl általánosságban érint az irodalom: a kavicstakaró korkérdése.

Itt, abból a két tényből kiindulva, hogy egyrészt a Ny-i széleken, tehát jóval a felvételi területen kívül magasabb kavicsszinteket találunk, másrészt pedig a zalalövői lapon, annak közepetáján éppen a legkiemelkedőbb része-

ken nagy felületek, melyek a kavicstakaró szintje felett helyezkednek el, kavicsmentes szigeteket képeznek, arra kell következtetnem, hogy a Rába—Zala-takaró a Rába stájer terrasz-rendszerének terraszja, melyet valószínűleg túl réginek határoz az irodalom.

Itt legfontosabb érvként a levantei korhatározás ellen az a tény sorolható fel, hogy ez a «kavicstakaró» volna az egyetlen olyan szélesen kiterjedt terrasz, mely a többiekkel összehasonlítva képviselhetné a nagy, tehát a Mindel—Riss interglaciálist. Bármilyen szokatlanul is hat ez a korhatározás, nincs egyetlen alacsonyabb terraszunk sem, melyet nyugodtan állíthatnánk a többivel szembe, mint a nagy interglaciális képviselőjét. Mindezek ellenére olyan nagy számmal találunk a biztos II. sz. (Würm) terrasz fölött kavicsszinteket, számszerint 4—9-et, aszerint, hogy csak a szokásos nagy, ú. n. biztos terraszokat vesszük-e tekintetbe, vagy a morfológiában nem kiugró, de szelvényben kimutatható kis kavicsokat is, hogy ebben az esetben fel kellene tételeznünk: a glaciális-interglaciális váltakozások mellett, mint azt a zalabéri kísérleti aknázások mutatják, az interstadiálisokat képviselő, illetve más, kisebb ingadozásokra utaló másodrendű, stb. terraszaink is vannak. Mindezek a kérdések, melyek külföldön szintén a kísérletezés kezdeti stádiumában vannak, egyelőre az adatgyűjtés fokán nem léptek még át. Ez az oka annak, hogy ezekről korai volna még összefoglalást adni. Egyelőre helyesebb ezeket, amennyiben arra adataink vannak, a térképen mint helyi adatot jelölni.

Terraszaink közül teljesen tisztázottnak még az I. holocén terraszt sem állíthatjuk, a II. Würm kb. biztosan mutat egy «dublettet», a fölötte levő csoportok viszont még bonyolultabbak, annál is inkább, mert elmosódott élük miatt kinyomozásuk igen költséges és időrabló fúrási munkálatok nélkül elég gyakran ad megbízhatatlan adatot.

Jelenleg képződő üledékek. Ezen a ponton csak felemlítem a folyók és patakok ma képződő ártereit, vízállásait, illetve a folyton képződő lejtő-képződményeket.

Hegység szerkezeti viszonyok

A terület hegység szerkezeti egységes szemléletre nem megfelelő, kicsinyisége és a zárt egységek hiánya miatt. A környező területek némi ismerete alapján itt csak annyit jegyzek meg, hogy a terület két igen lényeges tektonikus adatot szolgáltat:

1. A *Rába-plató* a Rába—Marcal összeszűkülésig nagyszerkezetében egyenletesen lejt a stájer medencétől, tehát a Kisalföld felé a kavicstakaró képződése óta lényegesebben nem süllyedt.

2. A *Zalabér—Zalaegerszeg* zegzugos vonal mentén mutatkozó nagy sztratigrafiai-morfológiai-határ nem nagy ugrómagasságokat produkált, de hosszú időn át aktív törési zónát mutat.

Mindkét adat kiértékelése azonban az Összdunántúl képéből folyik.

LES CONDITIONS GEOLOGIQUES DE LA RÉGION DU ZALA

Par M. KRETZOI

Ce sont les formations suivantes qui prennent part à la structure stratigraphique du territoire: 1° la série pannonienne supérieure d'argile-sable qui est un ensemble bigarré, pauvre en fossiles, 2° sables à *Unio wetzleri* du Pannonien suprême.

Contre les conceptions anciennes, la couverture de gravier date, à notre avis, de l'interglaciaire Mindel-Riss et non pas du Levantin. Cette question doit encore être élaborée plus tard. Parmi les terrasses, la position stratigraphique des terrasses holocènes ne peut encore être considérée comme problème résolu.

Au territoire, on peut distinguer deux unités:

- 1° le plateau de la Rába, territoire relativement inchangé.
- 2° La zone active de failles de Zalaabér-Zalaegerszeg.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБЛАСТИ ЗАЛА

Миклош Крецой

В стратиграфической структуре данной территории участвуют следующие образования: 1. верхне-паннонская серия глин и песков, которая является пестрой, бедной окаменелостями свитой; 2. самые верхне-паннонские пески, содержащие *Unio wetzleri*.

Время образования гравелистого покрова гор Кеменеш на основании проведенных исследований, в противоположность старым взглядам, может быть фиксировано не в левантийском ярусе, но в межледниковье Миндель-Рисс. Разработка этого вопроса является задачей будущего. Из террас даже стратиграфическое положение голоценовых террас не может считаться выясненным.

На территории можно различать две единицы:

1. Сравнительно неизменную территорию плато реки Раба;
2. активную сбросовую зону Залабер—Залаэгерсег.

GÖNC, FONY, TELKIBÁNYA ÉS ALSÓKÉKED KÖZÖTTI TERÜLET FÖLDTANI ÚJRATÉRKÉPEZÉSE

Írta: LIFFA AURÉL

Területünk földtani felépítésében túlnyomóan fiatal harmadkori eruptív képződmények: andezitek, riolitok és ezek vulkáni törmelékei vesznek részt.

a) *Andezitek.* A területen a piroxénandezitek (helyenként piroxén-amfibólandezitek) vannak túlsúlyban és csak alárendelten fordulnak elő amfibólandezitek.

Különösen az andezitek apofizis-szerű feltöréseit vizsgáltam meg részletesebben. Az andezit a riolitokban, a riolit pedig az andezitekben alkot kisebb-nagyobb terjedelmű feltöréseket. A Magostér tetején pl. nagy összefüggő piroxénandezit-takarót találunk, melynek apofizisei a mellékkerinceken riolit-környezetben találhatóak meg.

A Fony és Csonkáspuszta között fekvő Agyagos nevű hegy nagy részét BEM BOLESZLÁV zöldkövesedett andezitnek jelölte. Mivel ez régebbi megfigyeléseimmel nem egyezett, az előfordulást részletesen megvizsgáltam s annak egész területén vörhenyes és szürke mállott piroxénandezitet találtam, zöldköves andezitet nem észleltem.

Az andezitek, a riolitok között, átmeneti típusok jelennek meg, amelyek részletes vizsgálat alapján, riolitos andeziteknek nevezhetők. Ilyen kőzet fordul elő pl. a gönci Órhegyen és Hársasdombon, valamint a kékedi Száraz-hegy tömegében.

b) *Riolitok.* A felvétel során főképen a riolit üveges változatai kerültek részvizsgálatra. A területen a riolitok valamennyi üveges kifejlődése: horzsakő, perlit, obszidián, szurokkő megjelenik. Legnagyobb elterjedésű ezek közül a perlit, kisebb mennyiségben a horzsakő és legkisebb mértékben az obszidián meg a szurokkő.

A perlit-előfordulások felszíni kiterjedése újabb bejárások után, némely helyen jelentékenyen megnagyobbodott. Így találjuk ezt Göncön az Órhegy K-i lejtőjén és Telkibányán a Vernekhegy É-i lejtőjén telepített futóárkok feltárásaiban, ahol nem ritkán 2,0 m mélységben még mindig változatlanul tart ez a kőzet. E feltárások ennél nagyobb mélységbe nem engedtek betekintést.

A Magostér oldalán található jelentős kiterjedésű perlit-előfordulás, ezenkívül újabb előfordulása jelölhető ki Hollóházán az Ördögvár K-i és Ny-i lejtőjén.

A Pálháza melletti Kemencepatak perlitje különös figyelmet érdemel, mert a kb. 250 m hosszú feltárás a közepe táján, igen szép oszlopos elválású.

Az oszlopok átmérője kb. 40—45 cm, hossza pedig 6—8 m. A perlitnek ez a felszíni kialakulása hazánkban egyedülálló. Ez előfordulás közetében makroszkóposan imitt-amott egy-egy földpát figyelhető meg.

A horzsakő újabb előfordulása a Gönci-szoros déli lejtőjének tövében, a telkibányai határ közelében lelhető.

Az obszidiánnak és a szurokkőnek igen alárendelt előfordulásai mutatkoznak a térképezett területen.

LE LEVÉ GÉOLOGIQUE RÉAMBULATIF DU TERRITOIRE SITUÉ ENTRE GÖNC, FONY, TELKIBÁNYA ET ALSÓKÉKED

Par A. LIFFA

Par le levé réambulatif du territoire, nous avons reconnu quelques éruptions séparées semblables à l'apophyse, de l'andésite et quelques types, hybrides de roche qu'elle forme avec les rhyolithes. Parmi les rhyolithes c'était surtout la délimitation de l'occurrence des modifications perlitiques qui a été le but du levé.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПЕРЕКАРТОГРАФИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ, НАХОДЯЩЕЙСЯ МЕЖДУ ДД. ГЁНЦ, ФОНЬ, ТЕЛКИБАНЬА И АЛЬШОКЕКЕД

А у р е л Л и ф ф а

Перекартографирование данной территории привело к познанию некоторых обособленных, апофизообразных прорывов андезита, как и его гибридных разновидностей, образованных с риолитами. Задачей съёмки главным образом являлось отграничение месторождений перлитовых видоизменений риолитов.

KÉKES ÉS GALYATETŐ KÖRNYÉKÉN VÉGZETT FÖLDTANI TÉRKÉPEZÉS

(VIII. sz. melléklettel)

Írta: MEZŐSI JÓZSEF

A térképezett terület középpontjában Parádsasvár (Üveghuta) van. K-ről az Ilonavölgy, D-ről a Kékes-vonulat és a Nagyvölgy, Ny-ról a Galyatető és Szuhahuta határolja, É-on az üledékes képződményekig terjed.

A térképezett területen rétegtani sorrendben a következő képződményeket találjuk:

	homokkő (<i>oligocén</i>)
	alsó riolittufa (<i>burdigálai</i>)
<i>helvétii</i>	{ agyagos slír-képződmények
	{ homokkő
<i>tortonai</i>	{ középső riolittufa (szárazföldi)
	{ agglomerátumos piroxénandezittufák
	{ piroxénandezit
	{ hiperszténandezit
	{ augitandezit
	riolit (<i>szarmata</i>).

Az üledékes kőzetek részletes taglalását megtaláljuk ROZLOZSNIK-SZENTES térképén, így itt csak a vulkáni képződményeket ismertetem.

Alsó riolittufa

A riolittufa alsó csoportja (akvitáni) alacsonyabb térszínen fordul elő (kb. 300 m t. sz. f. magasságban), alatta legtöbb esetben durva homokkővet találtam. A riolittufában gyakori a kvarcitkavics és több esetben homokkal kevert.

Rákhalmotól D-re a Szőkevíz-patakban igen jól látható a fehér kavicsos homok, az alsó riolittufa és a márgás agyag települése. Erről ROZLOZSNIK jelentésében egy szelvényt is közöl. A riolittufa a homokkőre települ és agyagos képződmények alkotják a fedőjét. Részben a riolittufát, részben az agyagos képződményt két helyen is andezitteléri törli át.

A tufa anyagában a biotit mennyisége alárendelt, a kvarc, a földpát-beágyazások mennyisége egyenlő. A parádsasvári Cseviceforrásnál erős kalцитosodás észlelhető benne. A lapillik alárendeltek.

Középső riolittufa

Közvetlenül a nagy andezitvulkánosság előtt riolittufa-szórás borította el a Mátra É-i oldalát. Ny-ról K felé a tufalepel lassan vékonyodik és közvetlenül a Kékes-csoport alatt ékelődik ki. Ez a vonulat kb. 500 m t. sz. f. magasságban húzódik, vastagsága 50—60 m. A helvétii középső riolittufából a Keleti Mátrában általam szárazföldi és édes-, elegyesvízi tufára szétkülönített tagok közül itt csak a szárazföldi, tehát fiatalabb tufa volt kimutatható.

A kőzet színe legtöbbször fehér, eléggé likacsos, helyenként kovásodás folytán tömöttebbé vált. Színe olykor szürkésfehér, rózsaszín vagy barnás-szürke, limonitos festés következtében világosbarna. Általában mindig sok biotitot tartalmaz és a kvarcbeágyazások mennyisége mindig csekély. Különféle zárványokat tartalmaz, leggyakoribb benne a horzsakő, kevesebb a sötétszürke színű szurokkő-lapilli, míg opál- és jáspis-változatok csak a Rudoltanya környékén találhatók.

Alapanyaga rendszerint finomszemű hamutufa, igen gyakori benne a horzsakő és kisebb lapilli. A lapillik anyaga mindig erősen üveges, legtöbbször csak földpát mikrolitok találhatók benne, legnagyobb ritkaság, ha színes alkotórészt is tartalmaz. A közvetlen homokkőre települő riolittufa kisebb-nagyobb mértékben homokkal keveredett. Az ásványtöredékek között biotit van legnagyobb mennyiségben, mely elváltozás következtében gyakran kihálványodik. A földpáttöredékek mindig ikeresíkosak, legtöbbször zónás szerkezetűek. A kvarc mennyisége mindig alárendelt.

Agglomerátumos piroxénandezittufa

A középső riolittufára közvetlenül agglomerátumos andezittufa települ. Mivel ez a tufa különböző mértékben lepusztult lávaárakkal váltakozik, igen nehéz elkülöníteni. Így csak arra törekedtem, hogy a jól körülhatárolható lávaárakat tüntessem fel külön, a kisebb lávafoszlányokat nem jelöltem.

Ny-i elterjedési határa a Nagylipót környéke, ettől K-re a Középső- és Keleti-Mátrán végig megtaláljuk különböző vastagságban és kifejlődésben.

A Bagolykő (689 m) és Csórhegytől (729,5 m) D-re, közvetlenül a hiperszténandezit alatt jelenik meg. A tufában részben lávapadokat, részben dikeszerű képződményeket találunk, melyeknek anyaga augitandezit. A Bagolykőtől a Nagylápafő (679,3 m) felé már átmenetet találunk az elváltozott Nagylipót környéki kőzetekhez.

Másik nagyobb előfordulása a Kékes—Saskő—Disznókő vonulat.

Az agglomerátumos andezittufa típusainak teljesen szabálytalan váltakozását szépen látjuk a Disznókő-örház környékén, az ú. n. tervúton. Több helyen mintha dikeszerűen nyomult volna fel a hiperszténandezit. Az Ilonavölgy folytatásában a vízesésnél, a Marhát K-i oldalán, keményebb, ellenállóbb rész feltárása látható. Itt kb. 4—5 m magas sziklafal van, melynek anyaga részben agglomerátumos tufa, részben hiperszténandezit.

Az agglomerátum kötőanyagának színe igen különböző, szürkétől a lilás árnyalatokig. Gyakoriak benne a lapillik. A tufás kötőanyag ásvány-

töredékei között leggyakoribb a földpát, míg a femikus alkotórészek között a hiperszténnek van legnagyobb szerepe, kis mennyiségben augit is előfordul.

Az agglomerátumos piroxénandezittufa a helvét—törtónai andezit-vulkánosság legelső képződménye. A Csórhegytől K felé vastagsága növekszik, maximálisan 250—300 m között van.

Piroxénandezit

Hiperszténaugitandezit a Mátrának ezen a részén nem nagy jelentőségű. Összefüggő nagyobb felszíni kiterjedésben csak Mátraházától ÉNy-ra van. Némelyik hiperszténandezitben helyenként megjelenik az augit, azonban nem jellemző ásványos elegyrész.

Világosszürke kőzet. A Nagyvölgyben, valamint ennek K-i mellékvölgyeiben gyakran lemezes elválású. Legtöbb esetben a porfiros ásványok már szabad szemmel is jól kivehetők. Majdnem mindig üveges alapanyagú. A földpátbeágyazások uralkodó mennyiségben szerepelnek és igen gyakoriak bennük az üvegzárványok. Kis mértékű kaolinos elváltozás majdnem mindig megfigyelhető. A femikus ásványok közül általában a hipersztén nagyobb mennyiségű és nagysága a földpátokéval egyezik meg. A hipersztén-kristályokat legtöbbször keskeny érkeret veszi körül. Az augit ritkább és kisebb méretű kristályokban jelenik meg. Mátraházától ÉNy-ra levő gerincen a kőzetben holokristályos zárvány fordul elő. Uralkodólag földpátból és kevesebb mennyiségű kvarchból van felépítve, ezenkívül kis mennyiségű hipersztén és augit jelenik meg benne.

Hiperszténandezit

A terület magasabb kiemelkedéseit, gerinceit rendszerint hiperszténandezit alkotja. Valószínű tehát, hogy a legerősebb vulkáni működés hozta ezt a kőzetet létre. Nem lehet biztosan eldönteni azt, hogy a gerinceket alkotó hiperszténandezit telérszerű képződmény-e, vagy pedig az andezittufa és breccsa képződése után nagyobb, összefüggő hiperszténandezit lávatakaró került a felszínre, mely idők folyamán, mint ellenállóbb rész, kipreparálódott. Mindenesetre egyike a legutolsó képződményeknek, mert a tufában gyakran található dikeok anyaga is legtöbb esetben hiperszténandezit. A térképen csak ott jelöltem ki határát, ahol jól elkülöníthető volt az agglomerátumos tufától.

A hiperszténandezit kifejlődése eléggé egyöntetű. Rendszerint világosabb szürke, esetleg vörhenyes színű. Mikroszkóp alatt az üveges alapanyag uralkodik. Legfontosabb beágyazás a földpát, mely néha kissé kaolinosodott. A labrador sorú földpát-beágyazások nagysága igen gyakran eléri a 2 mm-t. A színes alkotórész legtöbbször kizárólag hipersztén, egyes esetekben fordul elő mellette kevés augit is (Somhegy, Cserepestető, Ördöggát). Igen gyakori, hogy a hipersztént augitkoszorú veszi körül.

Az Ördöggát kőzetének elemzése (elemző: DONÁTH ÉVA):

SiO ₂	52,89%
TiO ₂	0,69
Al ₂ O ₃	17,32
Fe ₂ O ₃	2,13
FeO	6,62
MnO	0,08
MgO	4,89
CaO	8,92
Na ₂ O	1,52
K ₂ O	1,15
+H ₂ O +CO ₂	1,38
-H ₂ O	0,46
P ₂ O ₅	1,71
	<hr/> 99,76%

A megfelelő NIGGLI értékek:

si	145,43
ti	1,82
al	27,93
fm	39,67
c	26,28
alk	6,12
k	0,32
mg	0,50
c/fm	0,66
metszet	IV.

A BURRI—NIGGLI által megadott magmatípusok közül a dioritos magmának orbitos típusához áll legközelebb. Az értékek eléggé megegyeznek a nagybányai andezittelér elemzéséből származó értékekkel is.

	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	met- szet
Ördöggát	145	1,8	28	40	26	6	0,32	0,50	0,66	IV.
Niggl-típus	135		27	42	21,5	9,5	0,25	0,50	0,51	IV.
Nagybányai	139	2,4	29,5	36,5	24	10	0,19	0,44	0,66	IV.

A kis «alk» érték alkália szegénységre vall.

Augitandezit

Kisebb jelentőségű ezen a területen, rendszerint telérszerűen jelenik meg. Világosszürke, ritkábban sötétebbszürke színű, mindig tömött és kevésbé üveges kőzet. Porfirosan kivált ásványok mennyisége szabad szemmel nézve igen kevés. Két helyen jól kimutathatólag homokkőben fordul elő, megjelenése telérszerű, míg a harmadik előfordulása Parádsasvártól Ny-ra, a Vércverés É-i folytatásában van.

Legérdekesebb előfordulása a parádi Várhegyen (458 m) van, ahol több helyen a felszínre bukkan a homokkő alól. Két helyen kőbányával tárták fel.

Az andezitben közel függőleges helyzetű, 10—40 cm-es pirites-kaolinos telérek futnak 30° — 210° irányban. Néha még a mellékkőzet is pirittel impregnált. Ezeket a vékony teléreket 3—4 m-es meddőköz választja el egymástól. A kőzet világosszürke színű. A piritnek semmi nemesfém-tartalma nincs.

A Galyatető (964 m), Péterhegyes (884 m), Mogyoróssorom (843 m), Kövesorom (788 m) és a Kőhatár (411,4 m) uralkodólag augitandezitből épül fel, a Galyacsurgó környékén és a Kövesorom gerincen kis mennyiségű olivin is megjelenik, míg a Mogyoróssorom környékén kis mennyiségű hipersztén.

Ezekben a kőzetekben az üveges alapanyag igen kis mennyiségre szorítkozik. Szövege néha a holokristályos felé közeledik. A földpátok néha kissé kaolinosodottak; labrador-labrodorbytownit összetételűek. Sajátalakú augitbeágyazások inkább csak a Galyatető kőzetében fejlődtek ki, a többi helyen csak szemcsék alakjában található. A helyenként szereplő olivin mindig szerpentinesedik.

A parádi Várhegy Ny-i oldalán előforduló kőzetet DONÁTH ÉVA meg elemezte. A kőzet pirittel impregnált. Az elemzésből a pirit százalékát levontam. A porfiros ásványok mennyisége igen minimális, színes ásvány pedig majdnem teljesen hiányzik. Az alapanyagban másodlagosan elég sok kvarc fordul elő. A kőzetüveg mennyisége igen alárendelt.

SiO ₂	53,08 %
TiO ₂	1,28
Al ₂ O ₃	15,64
Fe ₂ O ₃	3,84
FeO	0,71
MnO	0,19
MgO	4,59
CaO	6,51
Na ₂ O	3,49
K ₂ O	2,09
+H ₂ O +CO ₂	5,74
—H ₂ O	0,86
P ₂ O ₅	1,93
	<hr/>
	99,98 %

• pirit-tartalom 6,23 %

A NIGGLI értékek:

si	175,70
ti	3,18
al	28,43
fm	33,00
c	23,06
alk	15,51
k	0,28
mg	0,68
c/fm	0,70
metszet	V.

Mivel a kőzet kalcitosodott, másodlagos kvarc jelenik meg benne, piritesedett, azért a NIGGLI-féle értékek csak megközelítő eredményt adnak. A NIGGLI—BURRI munkájában felsorolt magmatípusok közül legjobban megközelíti a leukogabbroidos magma cumbraitos típusát.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	metszet
Várhegy	176	28	33	23	16	0,28	0,68	0,70	V.
Cumbráitos típus	200	27	31	27	15	0,30	0,30	0,90	V.

Elváltozott piroxénandezit

A Galyatetőtől, Mogyorósrómtól és a Nagylápafőtől D-re nagyobb területen elváltozott piroxénandezit bukkan több helyen a felszínre. Színe az elváltozás mértéke szerint különböző. Az eredeti kőzet világosszürke színű, kezdeti stádiumban a kőzet kifakul, a teljesen elváltozott kőzet fehéres színű és semmilyen porfíros ásványt nem lehet benne felismerni. Minden esetben tartalmaz kisebb-nagyobb mennyiségben piritet. Az elváltozott kőzetben a pirit is gyakran teljesen elmállott.

Ez a kőzet a Nagylápafőtől D-re a galyai műúton végig jól feltárt. Itt egyúttal az is jól megfigyelhető, hogy a kaolinosan elváltozott piroxénandezitet igen gyakran törí át ép, fiatalabb andezittelér. A Nagylípót oldalán ez az elváltozott andezit kisebb kőfejtővel feltárt. A fehér színű elváltozott részek néha telérszerűen jelennek meg, ugyanígy találjuk a kalcitos részeket is. A pirit impregnációt alkot. A Nagyvölgy és ennek folytatásában az Aranybányafolyás völgyében is keskeny feltárásban végig megtaláljuk ezt az elváltozott kőzetet.

Mikroszkóp alatt az üdébb, kevésbé elváltozott kőzetek kevés kőzetüveget tartalmaznak, a földpátok 2—3 mm-t is elérnek és mindig uralkodó mennyiségben szerepelnek. Az elváltozás mértéke szerint az eredeti kristály kaolinná változhatik át. Kaolinosodáskor a kovásv- felesleg kvarc alakjában válik ki. A földpátok kalcitosodása kisebb mértékű, inkább csak a Nagylípóton fordul elő, itt viszont nem ritka, hogy az alapanyagban másodlagosan kalcit rakódott le. A színes ásványok mennyisége eredetileg sem volt nagy. A hipersztén és valószínűleg az augit teljesen elváltozott szerpentinné, a színes ásványok helyén álakokat találunk.

A Nagylípót (753 m) D-i oldalában az országút melletti kőbányából egy kevésé elváltozott, kissé zöldes árnyalatú, pirittel impregnált kőzetet elemzett meg DONÁTH ÉVA. A pirit mennyisége 2,94%. Az eredmények a következők:

SiO ₂	57,71 %
TiO ₂	0,71
Al ₂ O ₃	18,89
Fe ₂ O ₃	1,99
FeO	2,36
MnO	0,08
MgO	1,08
CaO	6,11
Na ₂ O	3,75
K ₂ O	1,58
+H ₂ O +CO ₂	3,75
—H ₂ O	0,35
P ₂ O ₅	1,62
	<hr/> 99,98 %

Mivel a kőzet kalcitosodott és pirittel impregnált, a NIGGLI-féle értékek csak megközelítő eredményt adnak. Eszerint a leukopeléeites típushoz áll közel:

	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	met- szet
Nagylipót	209	2	40	19	24	17	0,28	0,31	1,3	VI.
Niggli-értékek	200		38	21	24	17	0,20	0,40	1,1	VI.

Riolit

A Kékes É-i oldalán, a Pisztrángos-tótól K-re kb. 150 m távolságra az ú. n. tervút bevágásában az út D-i oldalán mintegy 100 m hosszan vörhenyes barna, tömött szövetű kőzet van feltárva. Makroszkóposan elsősorban biotit ismerhető fel benne, fehér foltok alakjában földpát. A kőzet boltozatszerűen emelkedik ki a környezetből. Mindenfelé negyedkori képződmény határolja, így földtani helyzetét nem lehetett pontosan megállapítani.

A kőzet mikrofelzites, szferolitos szövetű, legtöbbször világosbarna színű. Az üveges alapanyagban a földpátok játszanak uralkodó szerepet, nagyon gyakran zónás felépítésűek. Legtöbbször az albit, vagy albit és karlsbadi törvény szerint alkotnak ikreket. Elégé zárványmentesek. Az előfordulás széle felé nemcsak az alapanyagban találunk kalcitos részleteket, hanem a földpátok is kalcitos elváltozást mutatnak. A földpátok magmás reszorpciót szenvedtek. Összetételük andezinnel felel meg. A porfirosan megjelenő kvarc mennyisége mindig igen kicsi és minden esetben korrodált. A színes alkotórészeket a biotit képviseli, mely legtöbb esetben ép, vagy csak igen kismennyiségű elváltozást mutat.

A DONÁTH ÉVA által megelemezett kőzet egyik része kalcitosan elváltozott, másik része mikrofelzites szövetű, kevésbé kalcitos, elég sok földpáttal és biotittal, kis mennyiségű kvarccal. A kőzet piritet nem tartalmazott. Az eredmények a következők:

SiO ₂	64,79 %
TiO ₂	0,53
Al ₂ O ₃	16,91
Fe ₂ O ₃	3,11
FeO	0,48
MnO	0,07
MgO	1,61
CaO	3,62
Na ₂ O	2,17
K ₂ O	3,79
+H ₂ O +CO ₂	2,32
—H ₂ O	0,26
P ₂ O ₅	0,76
	<hr/> 100,62 %

A NIGGLI-féle értékek granodioritos magmatípusra utalnak, mely még NIGGLI szerint is tipikusan savanyú magma.

	si	ti	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	met- szet
<i>Pisztrángos</i>	274	2	42	22	17	19	0,46	0,45	0,73	V.
<i>granodioritos típus</i>	280		39	22	17	22	0,45	0,40	0,77	V.

A Mátrából Gyöngyössolymos és Lőrinci környékéről ismerünk kis felszíni kiterjedésű riolit-előfordulást. Mindkettőnél a biotit mennyisége igen minimális. Ha összehasonlítjuk a megfelelő NIGGLI-féle értékeket, látjuk, hogy a pisztrángosi riolit nagyobb «fm» értékkel rendelkezik, de több biotitot is tartalmaz. A «c» érték is nagyobb, ennél azonban szerepet játszik az is, hogy a pisztrángosi kőzet kalcitosodott. A «k» érték közel egyező. Jóval alacsonyabb azonban a «si», ami lehet annak a következménye, hogy a láva bázisosabb kőzetek között nyomult magasabb szintbe. Kismértékű asszimiláció tehát lehetséges volt, amit a reszorpciós és korróziós jelenségek is alátámasztanak.

Földtani helyzete szerint az andezittufánál minden bizonnyal, esetleg a hiperszténandezitnél is fiatalabb, így valószínűleg a solymosi riolittal együtt a Mátra legfiatalabb vulkáni kőzete lenne.

Hasonlóan kis kovasavtartalmú riolitok ismeretesek Nagybánya (Baia Mare) környékéről is, bár itt igen kicsi a «c» érték és igen magas a K_2O tartalom.

Az eruptívumok kitörési sorrendjében ezek alapján a következő sorrendet lehet felállítani: legidősebb az andezittufa és breccsa, amelyre hipersztén-augitandezit települ. A hiperszténandezit és augitandezit közel egyidős lehet. A telérszerűen megjelenő augitandezit is valószínűleg ezzel a kitöréssel hozható kapcsolatba. Megjegyzem azonban, hogy a kitörési szakaszok eléggé összefolynak és szigorú elhatárolás nem nagyon lehetséges.

NOSZKY J. a Nagylipót környékét, mint kisebb ércesedési övet említi fel. Itt azonban a gyenge pirit-impregnáción kívül semmi egyéb tény nincs, ami hasznosítható ércfelhalmozódásra engedne következtetni. A néha telérszerűen megjelenő kaolinos, kalcitos részek sincsenek a pirit mennyiségére befolyással. A hidrotermális hatás itt tehát csak gyenge piritbehintést, kaolinos és kalcitos elváltozást eredményezett. A piritnek nemesfém-tartalma jelentéktelen.

IRODALOM

- BURRI, C.—NIGGLI, P.: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. II. Zürich. 1945—49.
- MAURITZ B.: A Mátra hegység eruptív kőzetei. Math. és Term. tud. Közlemények. XXX. k. 4. f. Budapest. 1909.
- NOSZKY J.: A Mátra ÉNy-i oldalának piroxénandezitjeiről. Földtani Közlöny. Bp. 1911.
- NOSZKY J.: A Mátra hegység geomorfológiai viszonyai. A Debreceni Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv. III. k. 8—10 f. 1926/27.
- PANTÓ G.: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről.

6. ROZLOZNIK P.: Geológiai tanulmányok a Mátra északi oldalán Parád, Recsk és Mátraballa között. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről.
7. SZENTES F.: Jelentés az 1934—35. évben a Mátra északi oldalán végzett földtani felvételről. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről.
8. ROZLOZNIK, SZENTES és PANTÓ kézíratos térképe.

LE LEVÉ GÉOLOGIQUE DANS LES ENVIRONS DES MONTS KÉKES ET GALYATETŐ

Par J. MEZŐSI

Dans le territoire levé, au bord de la montagne andésitique, on peut délimiter les formations suivantes: grès oligocène, tuf rhyolithique «inférieur» aquitainien, sable argileux et grès helvétiques, tuf rhyolithique «moyen» tortonien.

Le but principal du levé était l'examen des formations volcaniques tortoniennes de la montagne andésitique. Le tuf andésite pyroxénique à agglomérat et à bombes immenses est très étendu. Parmi les andésites pyroxéniques, l'on peut reconnaître l'andésite augitique à hypersthène, l'andésite à hypersthène et l'andésite augitique. V. l'analyse et la caractérisation pétrochimique de celles-ci, dans le texte hongrois.

S. du Galyatető, dans un territoire considérable, il se présente une andésite altérée qui ne contient pas de composants colorés et qui est très semblable à celle qui se trouve dans les environs de l'occurrence de minerai de Gyöngyösorosi. V. son analyse et les valeurs de Niggli, dans le texte hongrois.

Au côté septentrional du Kékes, dans la masse centrale du Mátra, on a réussi à désigner une roche acidulée, semblable au rhyolithe, qui a été inconnue jusqu'à présent, et qui est, sans doute, le produit d'une intrusion postérieure. V. l'analyse et les valeurs de Niggli, dans le texte hongrois.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЁМКА, ПРОИЗВЕДЕННАЯ В РАЙОНАХ ГОР КЕКЕШ И ГАЛЪАТЕТЁ

Й о ж е ф М е з ё ш и

На картографированной территории на окраине андезитовых гор можно отграничить следующие образования: олигоценый песчаник, аквитанский «нижний» риолитовый туф, гельветский глинистый песок и песчаник, тортонский «средний» риолитовый туф.

Целью съёмки главным образом являлось изучение тортонских вулканических образований андезитовых гор. Агломератовый пироксеново-андезитовый туф, содержащий огромные бомбы, имеет весьма широкое распространение. Среди пироксеновых андезитов удалось отделить гиперстеновый авгитовый андезит, гиперстеновый андезит и авгитовый андезит. Анализы и петрохимическую характеристику смотри в венгерском тексте.

К югу от горы Гальатетё на большой территории встречается превращенный андезит, лишенный цветных примесей, появление которого напоминает андезит, встречающийся в окрестности рудного месторождения д. Дьён-дьёшорси. Анализ и величины Ниггли смотри в венгерском тексте.

На северной стороне горы Кекеш из центральной массы гор Матра удалось отметить до сих пор неизвестную риолитовидную основную породу, которая несомненно является продуктом более позднего поднятия. Анализ и величины Ниггли см. в венгерском тексте.

A DUNA—TISZA KÖZE DÉLI RÉSZÉNEK FÖLDTANI FELVÉTELE

(IX., X. sz. melléklettel)

Írta: MIHÁLTZ ISTVÁN

Bevezetés

A Duna-Tisza közének D-i részén 29 db 1 : 25 000-es térképlapot földtanilag térképeztek fenti szerző vezetésével: BENKŐ FERENCNÉ, BUDAI GYÖRGY, DARÁZS ERZSÉBET, DOBOS IRMA, GRIGERCSIK ENDRE, GYOVAI LÁSZLÓ, KOTSIS TIVADAR, KRIVÁN PÁL, KURUCZ ANDOR, LÁNG SÁNDOR, LEÉL-ÖSSY SÁNDOR, MIHÁLYI PÁLNÉ, MOLDVAY LÓRÁNT, SEMPTEY FERENC, TIMÁR LAJOS, UNGÁR TIBOR, URBANCSEK JÁNOS. A munkákban geomorfológus munkatársként egy hónapig BULLA BÉLA és KÉZ ANDOR egyetemi tanárok is résztvettek.

A térképezés kivitele az Alföld különleges adottságai miatt a következő volt: A felszínt alkotó földtani képződmény csak feltárásokban ismerhető fel kétséget kizárólag, a felszín humuszosodása, kilúgozottsága, vagy növénytakarója, főképpen pedig mezőgazdaságilag művelt volta miatt. Ezért a felvételezést a legtöbb képződmény területén csak kis fúrásokkal lehetett folytatni. A fúrások sűrűsége a képződmény természete szerint igen különböző volt. A lösz, kivéve a vastagon humuszosodott területeket, fúrás nélkül is felismerhető, kifejlődésének jellege azonban még fúrásból sem világlik ki eléggé, e tekintetben csak a meglévő, vagy a felvétel céljára készült feltárások, gödrök adtak kellő felvilágosítást. Különösen sok fúrást kellett végezni a futóhomok területeken, ahol a homok a legújabb korban a laposok felszínére utólag ráfúvódott. Ilyen területen GRIGERCSIK E. egyetlen lapon több mint 600 fúrást végzett. E nélkül azonban a homok óholocén, vagy újholocén korát, valamint a laposok eredeti kiterjedését nem lehetett megállapítani. A felvételezésben való könnyű mozgás kedvéért csak béléscső nélkül lehetett fúrni, ami azt jelentette, hogy laza homokban a talajvíz szintjénél 2—3 m-nél mélyebbre nem lehetett hatolni. Ezt a hiányt csak a ritkábban telepíthető, béléscsőves 10 m-es fúrások, vagy ásott kutak adatai pótolták némileg.

A felszínközeli képződmények települési viszonyainak tisztázása végett az egyes lapok területén 10 m-es fúrások készültek, részben egyenletes eloszlásban, részben pedig egyes vonalakban sűrűn telepítve, hogy belőlük szelvényt lehessen készíteni. Ezenkívül egy fúrócsoport ÉK-DNy irányban az egész felvételi területen végighaladó vonalban, tehát a Duna-Tisza közének fő irányaira merőlegesen, végzett fúrásokat. Minden hatodik 10 m-es fúrás után következett egy 30 m-es fúrás. A 10 m-es fúrások közti távolság átlag 500 m, a 30 m-esek közti 3—4 km volt.

A fúrócsoport vezetője először UNGÁR T., majd KRIVÁN P., MOLDVAY L., DOBOS I., végül ismét MOLDVAY L. volt. Ők végezték a fúrásminták helyszíni meghatározását és a mintavételeket, a fúrások technikai vezetője NAGY ANDRÁS volt. Az összes fúrásmintákat a téli feldolgozási időszak alatt — irányításom mellett — MOLDVAY újra határozta, ez alapon a felvételi jegyzőkönyveket korrigálta és a szelvénybe a fúrási adatokat felrakta.

A felvételi idény utáni feldolgozási műveletekben MOLDVAY-n kívül résztvettek az alábbiak: DOBOS I. és NAGY A. főképpen iszapolásokot, UNGÁR T. homokvizsgálatokat, M. FARAGÓ MÁRIA pollenvizsgálatokat végzett, MOLNÁR JÓZSEF pedig a felvételezők által készített szelvényeket rajzolta. A fúrás-minták csigafaunájának meghatározását HORVÁTH A. irányításával ANTALFI SÁNDOR végezte.

A terület általános felépítése és tagozódása

A felvételi terület Ny-i szélének térképlapjai átnyúlnak a Dunántúlra

A Duna—Tisza közének középső részét *Duna—Tisza-közi Hátságnak* nevezik, amely Ny felől az egykori Dunavölgytől nagyrészt éles peremmel határolódik el, K-re pedig a Tiszavölgy felé fokozatosan alacsonyodva lejt. A Hátság közepének Ny-i része a legmagasabb, a Duna fölé mintegy 30 m-rel, a Tisza fölé pedig majdnem 40 m-rel emelkedik. A Hátság felszínközeli rétegei szélhordta lerakódások: lösz és futóhomok. Ez az eolikus sorozat kelet felől vékonyabb és hiányos, a lösz itt leginkább infúziós lösz, alatta pedig már 10 m-en belül folyóvízi és állóvízi lerakódások találhatók. A Hátság középső részétől DNY felé a szélhordta rétegsor erősen kivastagszik, a Ny-i perem közelében 30 m mélységig sem találunk jellegzetes, folyóvízi rétegeket. Az egykori *Dunavölgy* D-i része a felkutatott legnagyobb (30 m-es) mélységig kizárólag folyóvízi lerakódásokkal van feltöltve. A feltöltés már a pleisztocénben kezdődött.

A *Tiszavölgy* felé a pleisztocén felső határát jelentő löszös rétegek lassan lejtjenek. A Tiszavölgy onnan kezdődik, ahol a Tisza óholocénkori eróziója a löszet alacsonyabb felszínre nyeste le. Ez a terraszcsonk helyenként ismerhető fel foltokban, a völgy nagy részét újholocén alluvium tölti ki.

A Tiszavölgytől K-re terül el a nagy *tiszántúli lösztábla*. Sik felszíne elég élesen határolódik el az óholocén és újholocén ártértől. Ahogy a Dunavölgy, úgy a Tiszavölgy is már a pleisztocénben preformálva volt. A lösz helyenként a tiszántúli lösztáblától élesen elhatárolódó mélyebb térszínen rakódott le, morfológiai jellege azonban csak az alluviummal borított területen van.

A Dunavölgyet Ny-ról a Dunántúl idősebb alappal bíró löszterülete határolja el, helyenként óholocén terraszcsonkkal.

Pleisztocénnél idősebb képződmények

A mórágycsoporthoz gránitra települt legidősebb képződmény, a *mediterrán meszes konglomerátum*, csak helyenként található vékony foszlányokban. A feltárt helyeken majdnem mindenütt közvetlen a gránit mállott felszínére települ a lösztakaró.

Triász mészkő Bába község területén ásott kutakban van feltárva. Legmagasabban van a Fő-utca 714. sz. háznál, ahol már 3 m vastag lösz alatt található. Szürke, tömött mészkő, fehér kalciterekkel. Legjobban hasonlít a mecseki középtriász mészkőhöz. A Mohácsi-sziget É-i sarkában a ϕ 92,2-nél Várpuszta nevű, kb. 200 m átmérőjű terület lankásan, szabálytalan hullámokban néhány m-re kiemelkedik az egész területet alkotó dunai alluvium térszínéből. Itt néhány kisebb gödörben lösz alatt szálban álló sárgás-szürkés-fehér, breccsás, kalciteres mészkő vékony rétege, minden feltárásban azonosan $30-210^\circ$ irányban csapnak és $85-88^\circ$ -os ÉNy-i dőlést mutatnak. Csapás-irányuk megegyezik a PÁVAY [10] által kimutatott kelet-dunántúli medence-rétegek csapásaival, valamint a geofizikai vizsgálatok szerkezeteinek hossz-irányával [11, 19].

Pannóniai rétegek az Alföld dunántúli peremén fordulnak elő a patak-bevágásokban és a völgyek oldalain. Kőzettani összetételük változatos. A legfelső szintekben uralkodólag homok és homokkő fordul elő, a mélyebb szintekben pedig márga és agyag.

A Duna—Tisza közötti területen pannóniai rétegeket 30 m-es fúrásaink sehol sem értek.

Pleisztocén rétegek

A pleisztocén legfelső szintjét Alföldünkön a legfelső löszrétegek alkotják, ezért a felső lösz-szintet tájékoztató határnak tekinthetjük a pleisztocén és holocén között. Mint alább bizonyítani fogom, az eddigi uralkodó felfogástól eltérőleg az Alföldön több lösz-szinttel kell számolnunk. Mivel a lösz-szintek sorozata csak akkor volna teljes, hogyha fúrásaink a pannóniai rétegek felső határáig hatoltak volna, ezért a lösz-szintek egymásutániségát nem tudjuk alulról felfelé követni. Így kénytelenek vagyunk felülről lefelé haladó sorrendben tárgyalni. Fúrásaink alapján úgy látszik, hogy a felszínen idősebb lösz-szint nem jelenik meg, a térképen ábrázolható réteg mindig a legfelső. A felső lösz-szint alatt, illetőleg a két lösz-szint között futóhomok fordul elő, ez a pleisztocén rétegek közül a legidősebb, amely már a felszínen is megjelenik.

Pleisztocén futóhomok

Ahol a felső lösz-szint kivékonyodik, nagyon sok helyen természetes és mesterséges feltárásokban közvetlenül látjuk az egész Duna—Tisza közén. Különösen gyakori a Hátság közepe táján Kiskúnhalas, Kiskúnfélegyháza, Kecskemét, Jánoshalma, Baja környékén az olyan előfordulás, ahol ÉNy-DK irányú hosszú, keskeny löszdombok húzódnak. A felszíni löszréteg a domb teteje felé kivékonyodik, ezen a helyen a lösztakaró homokosabbá válik, alatta pedig futóhomok jelenik meg. Ezek a futóhomok csíkok pleisztocén-kori buckák, amelyeknek felszínét a rájuk hulló lösz követte, de a buckák tetején elvékonyodva települt rá. Helyenként a lösz annyira kivékonyodik, hogy a futóhomok a felszínen van, néhol mint laza futóhomok, néhol pedig mint löszös finomhomok, amely átmenetet jelent a lösz és futóhomok között.

Fúrásai szelvényeink szerint a felső lösz-szint alatt megjelenő futóhomok azonos a tiszta futóhomokból álló felszín homokjával. Ezt láthatjuk a nagy fúrásai szelvényben Pusztaszertől D-re. A felső lösz-szint a futóhomok fölött DNy felé mindjobban elvékonyodik, végre csak a mélyedésekben található meg, a közöttük lévő kiemelkedésekben a futóhomok kerül a felszínre, a lösz pedig foszlányokra szakadozva teljesen kiékül, megszűnik, innen DNy felé nagy területen át futóhomok van a felszínen. Ez a futóhomok alkotja a Hátság K-i részének uralkodó területét.

Ugyanez a helyzet a futóhomok területen tovább DNy felé, ahol a lösz ismét megjelenik a felszínen, nagy szelvényünk vonalában Kiskunhalas környékén. Itt először vékony foszlányokban jelenik meg a felső lösz-szint a homok fölött, homokkal kevert kifejlődésben, tovább DNy felé a lösz fokozatosan kivastagszik.

A lösz alatti futóhomok a Hátság Ny-i meredek peremén Jánoshalma, Hajós, Baja környékén a lösz alatt a meredek partfalban jól látható, megjelenik a Duna felé tartó keskeny, meredek vízmosásokban is.

A Duna—Tisza-közi Hátság felszíni futóhomokja fentiek alapján tehát pleisztocén származású, ellentétben az eddigi véleménynel, amely azt óholocénkorinak tartotta. Természetes, hogy a pleisztocénben képződött futóhomok az óholocénben tovább mozgott, átrendeződött és ráfutott a felső lösz-szint felszínére is. Ezeken a helyeken térképileg kijelölhető az óholocén futóhomok elterjedése, azonban ahol az óholocénben átrendezett futóhomok a pleisztocénkori homokon fekszik, ott fúrások alapján sem lehet a két kor futóhomokját egymástól elkülöníteni. Felvételi lapjainkon ezért csak ott jelöltünk pleisztocén homokot, ahol az közvetlenül a felső lösz-szint alól bukkan elő. A Hátság közepének futóhomok területét, ahol a homok vastagsága a legtöbb helyen 10 m-t is meghaladja, óholocén futóhomoknak jelöltük, mivel ilyen vastag és laza futóhomok a felszínen már egész bizonyosan óholocénkori átrendezésben, tehát óholocénkori településben van.

A futóhomok pleisztocénkori származása nemcsak idei felvételi területünkön bizonyítható. A Duna—Tisza-csatorna általam felvett szelvényéből ugyanez olvasható ki. Kecskeméttől DK-re Szentkirály környékén a Kecskemétnél felszínen levő lösz kivékonyodik, majd átmegy löszös homokba, végül az alatta levő laza futóhomok a felszínre lép ki. Ugyanez történik ÉNy felé a kecskeméti felső lösz-szinttel, a budapest—szegedi vasútvonaltól Ny-ra már a lösz alól előbukkanó futóhomok van a felszínen. Mindezek a futóhomok-területeken aránylag kis mélységben sok helyen megtalálható a második lösz-szint. Ennek megjelenése a futóhomok alatt okozta azt, hogy a Duna—Tisza-közi futóhomokot eddig kizárólag óholocén korban keletkezettnek tekintették.

Felmerül az a kérdés, hogy ahol a nagykiterjedésű futóhomok fölött nem található meg a felső lösz-szint, ott lösz egyáltalában nem képződött, vagy pedig utólag lepusztult. A települési viszonyok, valamint a lösznek a homok fölötti kivékonyodásoknál észlelhető fokozatos homokosodása alapján bizonyosra vehetjük, hogy ezeken a területeken lösz sohasem volt. A lösz képződését úgy magyarázzák, hogy a hulló por megkötéséhez fű-

vegetációra volt szükség, vagy vizes területre. A fűszálak között a hulló-por megmaradt, ugyancsak megmaradt a vízállásos helyek vizében is, mint infúziós lösz. Ahol azonban a terület annyira száraz volt, hogy sem fűvegetáció nem tudott kifejlődni, sem állandóan, vagy időnként vízzel borított területek nem voltak, ott a száraz és csupasz felszínre jutott hulló-port a legközelebbi szélroham ismét felragadta és tovább vitte. Ilyen száraz területek lehettek a Hátság nagy futóhomokfoltjai, amelyeknek magasra emelkedő felszíne alatt a talajvíz olyan mélyen volt, hogy a glaciális száraz éghajlata alatt a fű-növényzet megélhetéséhez a talajvízből kapilláris úton nem tudott elegendő víz a felszín közeléig felszívároggni. A legmagasabb térszint mindenütt a futóhomok alkotta. Ennek a térszínnek lejtőin, továbbá az alacsonyabb fekvésű területeken, a talajvíz közelebb volt a felszínhez és így táplálhatta a fű-vegetációt, létrejöhetett a hulló-por megkötése. Ez természetesen még fokozottabb mértékben volt így a legmélyebb területeken, ahol vadvizekből származó, időnkénti vízállásos helyek, vagy folyóvízi kiöntések maradványai voltak, ezeken a helyeken infúziós lösz képződött.

A felszínen a lösz alól előbukkanó keskeny futóhomok-csikok csak ritkán állnak laza futóhomokból, többé-kevésbé löszösek. Találunk azonban löszös finomhomokrétegeket nagy felületi kiterjedésben is, olyan helyeken, ahol a felszíni lösz nagy távolságig egyáltalán nem jelentkezik. Itt a löszös finomhomok a felső lösz-szintet képviseli. Igazi átmenet a lösz és futóhomok között. Sokszor nehéz eldönteni, hogy löszös finomhomoknak, vagy lösznek minősítsük-e. Legnagyobb ilyen löszös homokelőfordulások a kiskúnfélegyházai löszterület D-i és K-i szélén vannak és a Tisza völgyéig húzódnak. A legnagyobb összefüggő folt Pálmonostora és Csanytelek között a 10 km átmérőt is meghaladja. Valamivel kisebb foltokban találjuk Kiskúnhalas környékén, valamint a Hajóstól és Császártöltéstől D-re eső területen. A Jánoshalmától és Bajától D-re lévő nagy összefüggő löszterületen a pleisztocén homok kibukkanásai olyan kicsik és keskenyek, hogy térképen sokszor nem is jelölhetők.

Fúrásainkban is azt tapasztaltuk, hogy a löszös finomhomok a normális kifejlődésű lösz-szintet helyettesíti, helyenként lassú átmenettel vízszintes irányban átmennek egymásba. A *löszös finomhomok* uralkodó szemnagysága 0,05—0,1 mm, míg a löszé 0,02—0,05 mm. Szemcseeloszlása tekintetében jól osztályozott, 0,1 mm-nél nagyobb és 0,02 mm-nél kisebb szemcsék csak elenyésző mennyiségben vannak benne. Szemcseösszetételi görbéje a löszéhez hasonló, csupán valamivel kevésbé osztályozott. E körülmény, valamint a lösz-szintben a lösz helyettesítő volta miatt ezt a képződményt kell *löszhomoknak* neveznünk. Meg kell tőle különböztetnünk a *löszös homokot*, amely uralkodólag aprószemű (0,1—0,2 mm Ø) homokból áll, több-kevesebb löszfrakcióra jellemző finomrésszel keveredve. Ezt fúrási szelvényeinkben mindenütt meg tudtuk különböztetni. A löszből és löszhomokból álló szintek fölött és alatt ez jelenti az átmenetet a laza futóhomokba. A nagy kiterjedésű felszíni megjelenésekben azonban hol löszhomok, hol löszös homok formájában jelenik meg úgy, hogy térképen a kettőt egy jelöléssel tüntettük fel. A Kiskúnfélegyházától D-re nagy foltban megjelenő homok uralkodólag löszös homok, a Kiskúnhalas környéki pedig uralkodólag löszhomok.

Löszfajták

A löszhomok, mint láttuk, a lösz egyik fáciése. A lösz fajtái között közettani összetétel alapján megkülönböztetünk homokos, normális vagy típusos, iszapos és agyagos löszfajta. A mechanikai összetétel nem jellemzi mindig kellően a lösz genetikáját. A térképezésnél a csigafauna jellegére támaszkodtunk főképpen a lösz képződési körülményeinek, tehát osztályozásának eldöntésénél. A térképezésnél így különböztettünk meg szárazföldi, infúziós és agyagos (szikes) lösz.

Szárazföldi vagy jellegzetes lösz fordul elő összefüggő nagy területben Baja, Jánosszállás és Kisszállás közötti területen, továbbá a Hátság közepe táján a helyi kiemelkedések területén. A Hátság K-i, Tisza felé lejtő részén majdnem kizárólag infúziós lösz található, míg a Tiszavölgy legmélyebb, elszikesedett területein *agyagos*, vagy *szikes* lösz.

A löszfajták mechanikai összetétele

A különböző löszfajták genetikai osztályozásának fontos feltétele azok szemcseösszetételének megismerése. Az itt közölt eredmények ATTERBERG-féle módszerrel készültek. Ezzel az eljárással a legnagyobb hibalehetőség, a koagulálás nem befolyásolhatja az eredményt, eredményessége nem függ annyira a vizsgálatot végző ügyességétől és gyakorlatától, mint a közvetett módszereké.

A jellegzetes lösz szemcseösszetételének legjellemzőbb vonása a 0,02—0,05 mm méretű szemcsék mennyiségének uralkodó volta [4, 20, 21, 22].

A mostani felvételi munkákból végzett iszapolások, úgyszintén a régebbi vizsgálataimból és más szerzők vizsgálati eredményeinek kiértékeléséből kétségtelennek látszik az a megállapítás, hogy a *jellegzetes lösz* szemcseösszetételének legjobban megfelelnek azok a lösz előfordulások, amelyek csak szárazföldi csigafaunát tartalmaznak. Ezek összetételében a 0,02—0,05 mm-es «löszfrakció» 50% körüli mennyiségben szerepel. Ezt az összetételt úgy jellemezzük, hogy jól osztályozott, vagyis mennyiségének uralkodó része szűkre szabott szemnagysághatárok közé esik.

A szárazföldi faunát tartalmazó lösz egy része már szemre, tapintásra is lazább, homokosabb, mint a típusos. Ez a szemcseeloszlási görbében úgy jelentkezik, hogy az uralkodó löszfrakció mellett a vele szomszédos finomhomokra nagyobb mennyiség jut, mint a löszfrakciónál finomabb szemcsékre. Így a görbének az uralkodó szemnagyságot feltüntető egyenes része kissé a finomhomok felé tolódik el, de még mindig a 0,02—0,05 mm vonala közé esik. Ezt kell neveznünk *finomhomokos lösznek*. Hangsúlyozom, hogy ez is csak szárazföldi faunát tartalmaz, így átmosással nem keletkeztethet, tisztán porhullásból származik.

A porhullásból való származás megítélésére hasonlítsuk össze a lösz és a *jelenkori porhullások* szemcseösszetételét. 1941. telén hazánkban, a jelek szerint, nagy távolságból származó, az egész országra kiterjedő porhullás volt, amelynek több mintáját megiszapoltam. Ezek szemcseeloszlása ugyanolyan volt, mint a löszé.

SZTRÓKAY [16] jelenkori vulkáni hamumintákat iszapolt. Ezek közül Descabezado vulkán hamuja, amely 3 000 km légi út után rakódott le Buenos-Airesben, erősen osztályozott, ugyancsak teljesen olyan szemcseeloszlást mutat, mint a lösz. Két másik minta, amely a vulkánhoz közel rakódott le, uralkodólag nagyobb szemű vulkáni homokból áll, azonban a löszfrakció itt is jelentkezik egy második maximum formájában, az anyag egy része tehát a magasabb légrétegekben nagyobb utat téve meg, osztályozódott.

A jelenlegi nagy távolságból szállított poranyagok szemcseösszetétele tehát a valódi löszével azonos, azzal a különbséggel, hogy azok osztályozottsága még erősebb. Ez a különbség részben a nagy távolságról való szállítás, részben a lösz utólagos elváltozásának következménye. Eszerint a lösz szemcseösszetétele annál jellegzetesebb, minél közelebb esik a jelenkori porhullások anyagának összetételéhez.

Ha összehasonlítjuk dunántúli löszminták összetételét alföldi szárazföldi löszmintákéval, azt látjuk, hogy az alföldiek erősebben osztályozottak, de uralkodó szemnagyságuk valamivel nagyobb, mint a dunántúliaké.

A dunántúli löszfajták kisebbfokú osztályozottsága, a diagenézis nagyobb mértékének következménye. A Dunántúlon már a pleisztocénben is csapadékosabb volt az éghajlat, mint az Alföldön, ennek következtében az összekeményedés, főként a szemcséket körülburkoló mészbekérgezés, erősebb volt. Ez látható a dunántúli löszfajtáknak már szemre is összeállóbb voltában, a szemcseeloszlási görbében pedig a mellékmaximum fellejtésében, amit az idéz elő, hogy az iszapolásnál a mészbekérgezés részben szabaddá válik és így a finom szemcsék mennyiségét emeli.

Megjegyzendő, hogy a Dunántúlon is van lazább, homokosabb lösz. A dunántúli, Budapest környéki és borsónyi lösz helyesebben *dunántúli típusú lösz*nek lehetne nevezni. A másik, az *alföldi típusú lösz* erősebb osztályozottságával közelebb áll a recens porhullások összetételéhez, tehát ebből a szempontból jellegzetesebb, mint a dunántúli típusú. Viszont ha az erősebb diagenézist, a tulajdonképpeni «összé változást» tekintjük a jellegzetesség fő feltételének, akkor a dunántúli a jellegzetesebb.

Mindkét feltétel fontos, ezért nem lehet egyik vagy másik tulajdonság alapján az egyik típust jellegzetesebbnek tartani. Nincs okunk tehát csak a dunántúli löszet tartani jellegzetesnek. Még kevésbé lehet minden «alföldi lösz»-t másodlagos településben lévőnek, átmosottnak tekinteni. Átmosás következtében nem tartották volna meg ezek az anyagok mind ugyanarra a szemnagyságra való osztályozottságukat. Az átmosott löszanyagok, mint a Duna völgyében lévő löszanyagú alluviumok, rosszul osztályozottak, uralkodó szemnagyságuk is erősen változik.

Ha megfigyeljük valamely löszelőfordulás közelében az alluviális síkra átmosott löszanyagot, azt tapasztaljuk, hogy annak löszös jellege 1–2 km távolság után teljesen megszűnik. Így van ez a Duna völgyében a dunántúli hegységperem lösze alatt, Szekszárd és Bátaszék környékén, de így van az Északalföldön is. A tokaji hegyről szemünk láttára igen sok löszanyagot hord le minden nagyobb esőzés. Az utcákon ilyenkor helyenként arasznyi vastagságú «átmosott lösz» van. Ennek a völgy felé való folytatódását több vonalban, sűrűn telepített fúrásokkal követtük. A hegy lábánál több m

vastag átmosott lösz az eredeti településben lévőtől nehéz megkülönböztetni. D-nek, az alluvium felé, azonban ez a löszjelleg rohamosan csökken, ezzel együtt az átmosott löszanyagból való réteg vastagsága is. A hegytől 1 km távolságban már a fél m-t sem éri el, másfél km-re pedig már nyomát sem találjuk, eloszlik a folyóvízi származású alluvium rétegei között. A Dédunántúl löszterületein lévő kisebb völgyekben az alluvium a völgy egész hosszában átmosott löszből áll. Lösz hoz a patak a forrásvidékről és ezt hordják le a völgybe a völgyoldal vízmosásai, ezt mossa be a csapadékvíz a lejtőkről a völgy egész hosszában. Ennek ellenére a völgyfenéken lévő alluvium szemcseösszetétele már egészen más, mint a szálaban álló löszé. Osztályozatlan, szemnagyságának uralkodó mérete változó, nyoma sincs a «lösz-frakció» következetes megjelenésének.

Ezzel szemben az alföldi lösz, beleértve az infúziót is, osztályozott. A 0,02—0,05 mm-es rész, a porhullások jellemző szemnagysága, mindig uralkodó benne.

Az *infúziós lösz* fajtái közé sorozzuk azokat az előfordulásokat, amelyekben a szárazföldi csigákon kívül vízi fajok is vannak. Ez ugyanis a legjobb bizonyíték arra, hogy ezek anyaga vízben, vagy vizes helyen rakódott le. Az egyedüli nem, amely kizárólag vízben él és az infúziós löszben gyakran előfordul, a *Planorbis*, illetőleg ennek algenusai. A leggyakoribb fajok: *Anisus planorbis*, *A. septemgyratus*, *A. leucostoma*, *A. spirorbis*. Ritkábban előforduló, kimondottan vízi fajok: *Pisidium obtusale*, *Sphaerium rivicola* és *Bithynia leachi*. A többi, vízben élő tüdős csiga, mint a *Valvata* és főképpen a *Limnaea* genus fajai vizen kívül is megélnek, jelenlétük csak a terület nedves voltát, vagy időnként való átnedvesedését bizonyítja. Ezért infúziós lösznek biztonsággal csak azt nevezhetjük, melyben *planorbidák* vannak.

Az infúziós lösz összetétele sok esetben semmiben sem, vagy alig tér el a szárazföldi löszétől. Uralkodó szemnagysága ugyanaz, osztályozottsága erős. Különbőség a szárazföldi lösszel szemben csak az, hogy tömöttebb, mivel a hulló por vízben ülepedett le, a szemcsék tehát könnyebben megtalálták legszorosabb illeszkedésüket, hézagterfogatuk kisebb. Az Alföld mélyebb, sík területein rakódtak le, időnkénti vagy állandó vízállásos helyeken, folyóvíz által hozott finom, iszapos rész nincs bennük.

A Tiszavölgy közelében találunk *iszapos infúziós lösz*t. Itt a porhullás anyagához folyóvízi kiöntések iszapja keveredett, ennek megfelelően a 0,02 mm-nél finomabb rész több benne és az egész szemcseeloszlási görbéje laposabb, az uralkodó szemnagyságra kisebb mennyiség esik. Gyakori eset, hogy ez a löszfajta homokos, amit ugyancsak megmagyaráznak a folyóvízi kiöntések. Ezek előidézték természetesen kisebb-nagyobb fokú átmosást is. Ez azonban csak helyi jelenség, nem jelenti az egész képződménynek máshová való áttelepítését. A kiöntések közötti időben a visszamaradt állóvizes területen a porhullás tovább folytatódott. A vízmozgással tartó kiöntés aránylag rövid ideig tart, a visszamaradt állóvizek vagy vizes területek azonban az év nagyobbik felében megmaradnak. Ez az oka annak, hogy az itt létrejött, gyakran rétegzett képződményben is a lösz-frakció az uralkodó.

A Duna—Tisza közének középső részén, a tervezett Duna—Tisza csa-

torna vonalán, összefüggően megtaláljuk a felső lösz-szinteket a Hátság egész területén. Itt nyomon tudjuk követni a lösz szárazföldi és infúziós megjelenésének területeit. A Hátság legmagasabb, nagyjában egy nívóban települt löszrétegeinek területén, a lösz infúziós kifejlődésben jelenik meg, sőt helyenként tőzeges, még összefüggő tőzegrétegeket is tartalmaz. Viszont a Hátság Ny és K-re lejtősödő részein szárazföldi faunát tartalmazó löszet találunk. Ez a helyzet azzal magyarázható, hogy a Hátság középső része volt már a pleisztocénben is a leglefolyástalanabb, rajta időszakos állóvizek, talajvíz felfakadása következtében keletkezett vadvizes területek voltak. A K és Ny felé lejtősödő rész csapadékvizeinek jobb lefolyása volt, így szárazabb felszínű területeken, tisztára füvevetáció megkötésével képződhetett ki a lösz. Ez a helyzet egyuttal bizonyítja azt is, hogy az infúziós lösz nemcsak folyóvizek időszakos elöntési területein képződött. Ilyen helyeken található a szárazföldi lösz szemcseösszetételéhez legjobban hasonlító összetételű, tisztán, vagy majdnem tisztán porhullásból keletkezett infúziós lösz, amelyet normális infúziós lösznek nevezhetünk.

Mind a szárazföldi, mind az infúziós lösznek vannak homokosabb változatai, tisztán mechanikai összetétel alapján tehát nem osztályozhatjuk a löszfajtákat, keletkezésük körülményeit megbízhatóan csak faunájuk jellege mutatja. Ezért térképeink ennek alapján készültek. Nehéz az elkülönítés még ezen az alapon is. A Duna—Tisza-köz középső részén Kecskemét, Nagykőrös környékén, ahol a lösz uralkodólag szárazföldi faunát tartalmaz ugyan, de benne kevés, kis példányokban kifejlődött *Limnaea palustris* héjat is találunk. Kőzettani jellege is eltér kissé a szárazföldi löszétől, mert annál összeállóbb, kötöttebb [18]. Infúziós lösznek nem nevezhetjük, mert ennek legjellemzőbb vonása a kizárólag vízi életmódot folytató *Planorbis* fajok jelenléte, ezek pedig hiányzanak belőle. SÜMEGHY eddigi munkáiban [16] az Alföldön előforduló valamennyi löszet, megkülönböztetésül a dunántúli és peremhegységbeli, szerinte egyedül jellegzetesnek tartható löszétől, *alföldi lösznek* nevezi. Ez évi közös bejárásaink alkalmával közösen arra a megállapodásra jutottunk, hogy az Alföldön is meg kell különböztetnünk a szárazföldi és infúziós löszet, csupán ezt az átmeneti típust, amelyik tulajdonképpen egyik csoportba sem sorozható, nevezzük alföldi lösznek. Természetes, hogy ennek térképi elkülönítése a két másik fajtától még nehezebb, mint a két szélsőséges kifejlődésnek egymástól való megkülönböztetése. Egyes szerencsés feltárásokban meggyőződtem róla, hogy az alföldi lösszel fedett területen is vannak olyan mélyebb területek, amelyek jellegzetes infúziós löszfaunát tartalmaznak, viszont vannak kiemelkedő dombvonulatok, amelyeknek tetején a lösz csak tiszta szárazföldi faunát tartalmaz. Itt kell megemlítenem, hogy az alföldi és méginkább az infúziós lösz az Alföldön, de többnyire a Dunántúlon is, legtöbb csigamaradványt tartalmaz. Az Alföld egyes elszigetelt dombokban megjelenő szárazföldi löszelőfordulásai csigahéjakban szegények, néha egyet sem tartalmaznak. Ez a körülmény a dombok egykori felszínének szárazság miatti kedvezőtlen életkörülményeivel magyarázható.

A legsikább fekvésű és többnyire a legmélyebb területeken találjuk a löszfelszínen megjelenő szikes foltokat és ezzel együtt az *agyagos*, vagy

szikes löszl. Ezeknek területén a vízszabályozások előtti időkben mindenütt szikes tócsák állottak, sok helyen nagyobb tavak, amelyek közül számos ma is megvan, pl. a kiskúnhalasi, vagy szegedi Fehér-tó. A legtöbb helyen csapadékos időben ma is keletkeznek időszakos vízállások, amelyek azután a nyári szárazságban kiapadnak, mutatva a szikesedés folyamatának ezt a legjellegzetesebb feltételét. E szikesedett felszínű löszterületek fölött pár dm-nyi világosszürke szikes iszapot, néhol sziksókivirágzást találunk. A legnagyobb szikes tavak felszínén pedig néha 1 m-t is meghaladó sötétszürke, szürkésbarna, vagy fekete, erősen humuszos agyag van. Ez annak jele, hogy a löszképződés utáni időben, tehát a jelenkorban állóvízes terület volt itt. A lösz anyagának összetételéből pedig arra kell következtetni, hogy ezeken a helyeken már a löszképződés idejében is állandó, vagy időszakos, kétségtelenül abban az időben is szikes vízü tó volt. Csak így magyarázható, hogy az a löszös képződmény, amely itt található és amely fúrások szerint átmegy a szomszédos területek normális infúziós löszébe, olyan agyagos összetételű, hogy azt már tulajdonképpen löszfajtának nem is nevezhetjük. Anyagának 30-tól majdnem 60%-ig terjedő része 0,002 mm-nél finomabb szemcsékből áll. Szemcseeloszlási görbéi annyira változók és szabálytalanok, hogy a löszfrakció uralkodó volta még mellékmaximumban is csak a kevésbé agyagos mintákban jelentkezik. Van azonban bennük néha homokos rész is, egészen 0,2 mm szemmagyságig. Az egész szemcseösszetétel arra vall, hogy az anyag uralkodó részben összemosott. A löszképződés idején az ittlévő mélyedésbe mosták be a csapadékvizek a környék löszterületének felszínéről a legfinomabb részt, de a lejtő és a csapadékmennyiség szeszélyes változásaitól függően néha homokot is. Főként innen van az anyag osztályozatlansága. Másrészt szerepet játszhatott ennek a löszfajtának az utólagos elagyagosodásában a területet borító szódás tócsa vizének feltáró hatása is. A szikesedési folyamatok következménye, hogy a szikes-agyagos löszben csigahéjak egyáltalában nincsenek. Ezek hiánya ennek egyik legjellemzőbb tünete. Az agyagos lösz legnagyobb összefüggő területe a Tiszavölgy löszterületeinek a szélén van, de nagy foltokban a tiszántúli lösztábla területén is. Morfológiailag való különválása, valamint feltűnő közettani jellege miatt térképen könnyen elkülöníthető volt. Erősen agyagos, kiszáradt állapotban kőkemény, ázott állapotban folyásra hajlamos volta jellemzi. Feltárásokban többnyire oszloposan reped, éles, szögletes darabkákra esik szét.

A löszös képződmények települési viszonyai

A löszrétegeket lehet legjobban felhasználni a pleisztocén képződményekben rétegtani tájékozódásra. Látni fogjuk, hogy a lösz-szintek nyomónkövetése egyúttal a pleisztocén többi képződményeinek települési viszonyait is megvilágítja. Mivel több lösz-szinttel van dolgunk, kellő mélység híján nem tudjuk, hogy alulról fölfelé hányadik szintről van szó, ezért a sorrendet felülről lefelé követjük. A felszíni löszréteg alatt majdnem mindenütt futóhomok következik, ez alatt van a II. lösz-szint. A felszínközeli löszrétegeknek ez a kettőssége nem új, mert SÜMEGHY [16] tiszántúli szelvényeiben is világosan felismerhető, ő azonban nem hangsúlyozta ezt a kettősséget, az

alsó szintet löszös iszapnak nevezi. Ez indokolt is a Tiszántúlon, mert ennek a területnek síkban települt volta miatt a terület nagy részén ez a szint valóban erősen iszapos, sok helyen kimondottan iszapjellegű. A Tiszántúl É-i részén azonban, ahol a két lösz-szintet elválasztó homokból a szél buckákat halmozott fel, a két szint elválasztása sokkal világosabb és az alsó lösz-szint is határozottabban löszjellegű.

A Duna—Tisza-köze nagy részének magasabb fekvése, valamint a két szintet elválasztó homoknak uralkodólag futóhomok jellege és nagyobb vastagsága miatt, itt a két lösz-szint elválasztása világosabb. A terület rétegeinek mindjobban eolikus származása Ny, főképpen DNy felé erősen fokozódik. A Hátság Tisza felé lejtő oldalán, főként a Tiszavölgy közelében az elválasztó homokrétég néha kivékonyodik és eltűnik, úgy, hogy a két lösz-szint egybeolvad. Az elválasztó homokrétég azonban ugyanabban a magasságban rövidesen újrakezdődik és kivastagszik. Itt a Tiszavölgy közelében ez a homok határozottan folyóvízi jellegű, sok benne az éles, szilánkos szemcse, helyenként pl. Csanytelektől D-re a Csájtó alatti rétegekben, mintegy 8 m-es egykori medret tölt ki. Ez a meder a II. lösz alatti iszapos, agyagos rétegekbe vágódik bele. D-i partján azonban ebből a homokból kb. 4 m magas jellegzetes futóhomokból álló domb emelkedik ki, a folyóvízi homokból a pleisztocénben kifújott homokbucka. Erre települ a felső lösz. A felső lösz-szint É felé löszös homokban folytatódik, amelyet szintén két részre választ az előbb említett folyóvízi homokbetelepülés. A két lösz-szint képződése között tehát eróziós folyamat zajlott le. Ez arra vall, hogy a Ny-i részeken, ahol ez a homok-szint futóhomok jellegű, ezt a futóhomok közbetelepülést lösz-szinteket elválasztó határnak kell tekinteni, mert a futóhomok nem a két lösz-szinttel közös, egyetlen eolikus időszaknak a képződménye.

Szelvényünk vonalában tovább haladva DNy felé azt látjuk, hogy a Dong-értől D-re a felső lösz-szint elvékonyodik, majd kiékel az alatta levő futóhomok fölött. Innen ez a futóhomok van a felszínen DNy felé egészen Kiskúnhalas közeléig, ahol fölötte ismét megjelenik a felső lösz-szint. A két lösz-szintet elválasztó homok K-en folyóvízi jellegű, a Dong-értől DNy-ra egyre több csiszolt szemcsét tartalmaz, végre jellegzetes futóhomokba megy át, miközben fokozatosan kivastagszik. Innen a Hátság egész területén futóhomokot találunk a lösz-szintek között és közülük előbukkanva a felszínen.

A régi homok-szintek származásának biztosabb eldöntése végett jelenlegi folyóvízi és futóhomok minták alapján, közösen kidolgozott módszer szerint, UNGÁR T. elvégezte a 30 m-es fúrásokból származó homokminták szemcsevizsgálatát [8].

Az eddigi és a következő leírásokban a homok hovátartozását e vizsgálatok alapján határoztam meg. A legmeglepőbb eredmény a Hátság területének lösz-szintjei közötti homoknak az elért legnagyobb mélységig futóhomok jellege. Ez alól csak egy-két kivételt találunk.

A futóhomok jelleget a szemcsék formáján kívül bizonyítja még a homok csillámban szegény volta, főleg pedig az iszapos közbetelepülések teljes hiánya. Folyóvízi homokot is találunk nagy területeken laza homok formájában, ennek rétegei azonban különböző szemnagyságú, vízszintes helyzetű

lencsékben váltakoznak és ha néha ritkábban is, de kivétel nélkül mindig vannak bennök vékony iszap, vagy iszapos finomhomok közbetelepülések. A Hátság DNy-i részén, a lösz-szintek közti futóhomokban, ilyen sehol sem található.

A Dong-értől DNy-ra a II. lösz-szint előbb folyóvízi, majd futóhomok réteg alatt Ny-ra tovább folytatódik, majd Felsőpusztaszer alatt magasabbra emelkedve kivékonyodik, átmegy löszös finomhomokba, végül foszlányokra szakadozva futóhomok rétegek közt kiékül és az I. szinttel együtt csak Kiskúnhalas vidékén jelenik meg újra.

A Csengelepuszta és Csólyospusztá közötti mélyedésben mintegy 10 m mélységben a futóhomok rétegek közt völgyyszerű felületen vékony, folyóvízi jellegű, iszapos finomhomok közbetelepülést találunk. Itt tehát úgy látszik, helyenként folyóvízi erózió okozza a II. lösz-szint hiányát.

A Kiskúnmajsa környékén levő Csólyospusztától Kiskúnhalasig a futóhomok alatt a III. lösz-szint következik. Mivel ennek K-i és a II. lösz előbb említett Ny-i foszlányos végződése elég közel esik egymáshoz, lehetséges, hogy együvé tartoznak, eszerint a Tiszavölgy közelében levő II. lösz a Ny-i, teljes lösz sorozat III. szintjének a folytatása, vagyis a K-i, csak helyenként és hézagosan szétválasztott lösz-szint a teljes lösz-sorozat mindhárom szintjét magábanfoglalja.

A továbbiakban az egyes szinteket a Kiskúnhalastól DNy-ra kezdődő, teljes eolikus sorozatot magábanfoglaló területen követjük.

Az I. lösz a felszínt folytatólagos rétegben borítja. Gyakori az alsó részében tömöttebb, infúziós jellegű, növénymaradványos kifejlődése.

Az alatta levő futóhomokba olykor löszhomok, majd löszös futóhomokkal megy át, többnyire azonban a laza futóhomok fölött éles határral kezdődik. Vastagsága 1—3 m, de néha egészen kivékonyodik.

A II. lösz a bácskai löszplató területén a meglehetősen hézagosan, a futóhomokba ékelődő lencsék formájában jelenik meg. Gyakran nem jellegzetes lösz, hanem löszhomok képviseli, felfelé is, lefelé is többnyire löszös homok útján megy át a tiszta futóhomokba. Vastagsága 1—2 m, csak a bajai lépcső területén ér el 3—4 m-t. Ilyen kivastagodásoknál figyelhető meg, hogy többnyire alul jellegzetesebb szemeseösszetételű, felfelé homokosabb, a futóhomokba való átmenete is lassúbb, mint lefelé.

A III. lösz-szint jellegzetesen csak Kiskúnmajsa környékétől Ny-ra jelentkezik, innen K felé ennek folytatása mint löszös iszap húzódik Kistelekennát Csanytelek vidékéig, mind iszapjellegűbbé válva, innen tovább egészen a Tiszáig ezt a szintet iszap- és agyagrétegek váltják fel. Területünk Ny-i felén azonban a III. lösz igen határozott, összefüggő és az összes lösz-szintek közül a legvastagabb. Helyenként tiszta szárazföldi csigafaunát tartalmaz, de ha vannak is vízfajok, a szárazföldiek uralkodnak. Az alatta levő futóhomokra éles határral települ, vagyis nem homokos átmenettel. A futóhomok legfelső része azonban helyenként vízi atmoszféra nyomait mutatja, összeálló, iszapos. A löszréteg legalsó része tömött, vályogos, többnyire humuszos, benne messze követhetően növényi maradványok nyomai vannak, egyes helyi mélyedésekben pedig tűzeges. Csupán a Csávoly—Baja közti meredek lejtőn nem humuszos, hanem kissé vörösesbarna árnyalatú. Ez az alsó, elváltozott szint

a Hátság egész területén felfelé átmegy jellegzetes löszbe, majd mind több finomhomokot tartalmazva helyenként löszös finomhomokba. Ez a települési sorrend azt mutatja, hogy a lösz kezdetben vizes területen rakódott le, majd a klíma fokozatosan szárazabbá válása folyamán jellegzetes lösz alakjában képződött ki.

A II. és III. lösz felszínébe néhány eróziós mederhez hasonló mélyedés vágódik bele, futóhomokkal kitöltve. Helyenként ez a mélyedés nem mederszerű, de elég meredek lejtői arra engednek következtetni, hogy ezt is erózió hozta létre. BULLA [3] és SÜMEGHY [17] a Duna—Tisza-köze É-i részének törmelékkúp jellegéből arra következtetnek, hogy a pleisztocénben, sőt még az óholocénben is DK felé irányuló dunaágak haladtak át a Duna—Tisza-köze egész területén. Ezeknek élesszemű dunai homokot kellett volna magukkal hozni, a fenti medrek kitöltő anyagában azonban sehol sem lehetett több éles szemcsét találni, mint a futóhomokban máshol. Ezeket a medreket, illetőleg mélyedéseket az interglaciálisok csapadékos szakaszaiban létrejött helyi vízfolyások hozhatták létre, amelyek a Hátság magasabb térszínéről folytak le. Ezt mutatja az is, hogy csak a Hátság szélei felé jelennek meg, közepén nem. Hasonló medreket találtam a Duna—Tisza-csatorna szelvényében is, ugyancsak kizárólag a Hátság K-i és Ny-i széle közelében.

A III. lösz-szint alatt következik az egész rétegsor legnagyobb kiterjedésű és legvastagabb homokszintje. Kiskúnmajsa környékétől Csávolyig majdnem 70 km hosszúságban, 5—8 m vastagságban követhető, csupán egy helyen vékonyodik ki, majdnem 1 m-re. A csávoly—bajai lépcső meredek lejtője alatt azonban hirtelen kiékel, majd újra megjelenve kivastagszik 13 m-re. Kőzettani jellege alapján ez a homokszint is legnagyobb részében futóhomok, csupán egy kis darabon, Jánoshalma táján és a bajai lépcső K-i pereménél kissé folyóvízi jellegű. Itt a homok kivastagodásánál a IV. lösz-szint olyan hirtelen szűnik meg, hogy ezt csak a homokot lerakó folyóvíz eróziója vagy vetődés okozhatta.

A IV. lösz-szint, mint a III. és a köztük levő futóhomok is, 70 km-es hosszúságban folytonos rétegben húzódik. Közte és a IV. lösz-szint között azonban nem futóhomok, hanem egész hosszúságukban *humuszos vályog* az elválasztó határ. Ebből a vályogból több helyről vett minta iszapolása azt mutatta, hogy szemcseösszetétele a löszével egyezik meg, csupán valamivel több benne a 0,02 mm-nél finomabb rész. Ez a vályog a kevésbé humuszosodott területeken a löszével megegyező csigafaunát is tartalmaz, több helyen kizárólag szárazföldi fajokat. Mindez azt bizonyítja, hogy a lösz felszínének utólagos vályogosodása útján állt elő.

Ebben a humuszos vályogban a dunántúli és északalföldi hegységperemi vörösesbarna vályogzónák megfelelőjét kell látnunk. A löszrétegek felszínének vörösesbarna elváltozásai az uralkodó felfogás szerint [2] csak melegebb és csapadékosabb éghajlat alatt keletkezhettek erdők átalakító hatására, a glaciálisok alatt keletkezett löszrétegeket tehát az interglaciálisok folyamán létrejött vályogosodott szintek választják el egymástól. A Dunántúlon és az északalföldi peremen jellegzetes vörösesbarna szín az Alföld déli részén sokkal kevésbé érvényesül és csak ott található meg halványabb árnyalatban, ahol maguk a löszrétegek is elváltozatlan sárga színűek. Itt az egykori lösz-

felszín a legtöbb helyen inkább elhumuszosodott, a vályogosodást tehát nem erdő, hanem mezőségi vegetáció hozta létre. Különben a Dunántúlon is gyakran észlelhetjük a vörösesbarna vályog helyett sötétszürke, humuszos vályog megjelenését.

A humuszos vályog alatt találjuk az V. lösz-szintet, majd ettől helyenként megszakadó futóhomok-réteg által elválasztva a VI. lösz, amely alatt mint megfűrt legrégebb képződmény, ismét futóhomok következik.

A fentiekben lösznek leírt szintek anyagának iszapolása igazolta ezek szemcseösszetételének a löszével megegyező voltát, csigafaunájuk is határozottan löszfauna, a legtöbb esetben tisztán szárazföldi fajokkal.

A mélyebb szintekben található löszrétegeket eddig részben azért nem tartották lösznek, mert azok színe minden levegőtől elzárt képződményre érvényes módon kékesszürkére változott át redukációs folyamatok következtében. Az idei fúrássorozattal végigkísérve a lösz-szinteket arról győződtem meg, hogy valamely löszréteg, amely a felszín közelében a talajvíz nivója felett világossárga, ott, ahol mélyebbre kerülve állandóan a talajvíz szintje alá kerül, kékesszürke színűvé válik. De ugyanerről győződtem meg a Duna—Tisza-csatornai fúrások alkalmával is [6]. Kecskemét környékén a felszín közelében levő sárgaszínű lösz Szentkirály környékén 4—5 m mélységre kerülve kékesszürke színbe megy át. Először a lösz alsó szintjeiben jelentkezik a változás, végül a 4—5 m vastag homokkal eltakart löszréteg egész vastagságában kékesszürke színt vesz fel. A Tiszapart közelében ennek a folyamatnak a fordítottja észlelhető. Ott, ahol a Tisza-meder talajvízszint süllyesztő hatása érvényesül, a lösz felső része ismét sárga színben jelenik meg, tovább a Tisza felé pedig az egész löszréteg az alatta levő iszappal együtt ismét felveszi a sárga színt.

A Hátság nyugati, magasabb részén eddig követett rétegek mind szárazföldi képződmények. Csupán a Baja—Csávoly közti 20 m-rel alacsonyabban fekvő lépcső eddig feltárt legalsó rétegei kifejezetten vízi lerakódások: a IV. lösz-szint alatti iszapos finomhomok és homokos iszaprétegek. Ezek az eddig tárgyalt képződmények glaciálisra valló pollenképével ellentétben, interstadiálist jelző pollenanyagot tartalmaznak.

A Hátság eolikus lerakódásokból álló területe, mint említettem, K felé egészen Kiskúnmajsa környékéig követhető. Az idősebb lösz-szintek azonban már Kiskúnhalastól kezdve K felé lejtenek, kizárólag infúziós löszből állanak, K felé egyre iszaposabbak, végre iszapos finomhomok és iszaprétegek között kiemelkednek. Az iszapos rétegek még távolabb, a Tiszavölgy közelében folyóvízi homokba mennek át. Az alsó lösz- és futóhomokszintek helyett tehát itt, a Duna—Tisza-köze K-i, alacsonyabb részén folyóvízi és állóvízi lerakódások vannak, a két, esetleg három legfelső lösz-szint ezek fölött itt is ki van fejlődve.

Ebből a helyzetből világos, hogy a DNy-i magasabb rész, amely a vizsgált mélységig lényegileg lösz- és futóhomok-rétegekből áll, a pleisztocénnek az idősebb löszrétegek által képviselt idejében is kiemelkedő, folyóvíz nemjárta terület volt, a K-i rész azonban intenzíven süllyedt és ezzel kapcsolatban rohamos folyóvízi feltöltés volt a sorsa. Ilyen területen pedig löszképződés nem volt lehetséges. Az Alföld K-i részének süllyedése azonban a

pleisztocén végén megszűnt, úgy, hogy a legfelső lösz-szintek itt is kifejlődhettek.

A pleisztocénben is süllyedő területek rétegsora gyors folyóvízi feltöltés következtében erősen kivastagodott, így jött létre a Tiszántúl 150—350 m-es pleisztocén rétegösszlete. Ezzel szemben a kiemelkedő, folyóvízi feltöltésben részt nem vett területeken, ahová csak eolikus lerakódások juthattak el, a rétegsor vékony. A Dunántúl K-i peremén, a Duna magas partjában alig több, mint 40 m mélyen ott van a kövületekkel igazolt pannon, de megtaláljuk ezt még a Duna—Tisza-közén a Duna letarolásából kimaradt szigeten, a solti halomban is. Ebből következik, hogy az innen D-re levő bácskai löszplató alatt is aránylag kis mélységben várhatjuk a pannon fekvését. Ezt a felfogást támogatja az, hogy Bajától ÉK-re geofizikai maximum van [11, 19], amelynek területébe beleesik fúrási vonalunk eolikus rétegekből álló része.

A két felső lösz-szintnek a nagy szelvényéhez hasonló települését látjuk a kiskúnfélegyházai téglagyárnál készült szelvényünkben is. Itt a II. lösz alatti futóhomok változatos felszínén a löszréteg alja humuszos, vályogos kifejlődésben van meg, a felső felülete ismét humuszos és ebben vannak a SCHERF [12, 13] által leírt *Pinus cembra* maradványok. SCHERF a II. lösz-szintet «kék agyag» néven említi, fúrásmintáinkból azonban határozottan megállapítható volt ennek lösz volta, mind a szemeloszlási görbék, mind a helyenként szárazföldi, helyenként infúziós lösz csigafauna alapján. A II. lösz felzúzó helyenként erodált, a mélyedésekben humuszos, tőzeges, iszapos homokkal. E fölött futóhomok következik, majd a rétegsort a vékony legfelső lösz fejezi be. A leírt képződmények alatt 30 m-ig még két löszréteget találunk, részben humuszos vályog és tavikréta, részben vastag futóhomok által elválasztva, az egyetlen fúrás adatai azonban nem elégségesek a települési viszonyok tisztázására.

BULLA [3] és SÜMEGHY [17] szerint a Duna a pleisztocén egész folyamán több ágra szakadva DK irányban haladt át a mai Hátság területén. A jelenlegi Dunavölgynek már a pleisztocénben megindult, alább bizonyítandó folyóvízi feltöltődése ennek ellentmond. Ha azonban voltak ilyen Duna-medrek a Hátság területén, csak a szelvényünk vonalától É-ra, legfeljebb annak Kiskúnmaj sától K-re levő részén át haladhattak, a Ny-i, szélhordta lerakódásokból álló területen nem.

A Hátság eolikus rétegsorának korbeosztása

Periglaciális terület pleisztocén rétegsorának szintezésére legjobb tájékoztató a lösz, amelyről SOERGEL [14] vizsgálatai óta általános vélemény, hogy csak a glaciálisokban keletkezett. Feltehetjük, hogy minden glaciálisnak egy-egy lösz-szint felel meg. Lösz-szinteket, tehát glaciálisokat elválasztó képződményeknek eddig csak a vályog-szinteket (Laimenzone) ismertük [1, 2, 13]. Területünkön azonban a lösz-szinteket olyan kiterjedt és összefüggő futóhomok-szintek választják el, hogy azokat a löszképződési időszakoktól eltérő klímájú időkből kell származtatnunk. Egyik lehetőség ennek a magyarázatára az, hogy mind a lösz, mind a futóhomok képződését egyedül

lehetővé tevő száraz klíma szélsőségeségében fokozati különbség volt, tehát pl. a glaciális hideg-száraz maximuma idejében volt porhullás, egy kevésbé szélsőséges időszakban pedig futóhomokképződés. A kettőnek azonos időben való képződése ellen szól a kétféle anyagból álló szintek regionális kifejlődése, a két szint között kimutatott eróziós felületek, valamint a III. lösz-szint lerakódásának növénymaradványos, humuszos, helyenként tözeges kifejlődés által jelzett nedves térszínen való kezdődése, majd a terület fokozatos szárazabbá válása folytán jellegzetes löszbe való átmenete. Az egyidejű képződés feltevésére támpontot csak a magas Hátság második löszének helyenkénti kiékelődése és löszös homokkal a futóhomokba való átmenete ad.

A két szintnek egymást kizáró megjelenésére BACSÁK [1] elméletéből kiindulva legújabban KRIVÁN [5] azt a magyarázatot adja, hogy a lösz anyagát a glaciálisok tartama alatt északias szelek nagy távolságból hozták, a futóhomokot pedig az interglaciálisok száraz időszakaiban Ny-i szelek fújták ki közeli folyóvízi lerakódásokból. Eszerint a Duna—Tisza-köz pleisztocén futóhomok-szintjei a Duna folyóvízi homokjából származnak, a Dunától Ny-ra pedig ezért nincsenek a lösz-szintek között nagy futóhomok közbetelepülések. E felfogás mellett szól az is, hogy a Tiszántúl részben lösszel takart parti dűnéi kivétel nélkül a pleisztocénkori vízfolyások K-i vagy DK-i oldalán vannak.

Mint láttuk, szelvényünk IV. és V. lösz-szintje között nem futóhomok az elválasztó képződmény, mint a többinél, hanem humuszos vályog. Az ennek vályogosodását létrehozó interglaciális klímájának tehát végig humidnak kellett lennie. BACSÁK számítása szerint az egyes interglaciálisok klímája különböző volt, a Riss I—II-ben nem volt futóhomok képződését lehetővé tevő száraz időszak. Ez a megállapítás lösz-szintjeink sorrendjével feltűnően egyezik.

Felmerül az a kérdés, hogy csupán futóhomokkal elválasztott lösz-szinteken miért nem volt vályogosodás az interglaciálisok humid szakaszaiban. Ha a löszlerakódással járó glaciális után az interglaciálisnak előbb humid, majd futóhomokot létrehozó arid szakasza következett, akkor valóban elvárhatnánk a lösz fölötti vályogosodást és csak e fölött jelenhetne meg a futóhomok. Ha azonban a humid szakasz a futóhomok lerakódása után következett, a futóhomoknak, mint mozgékony közegnek a felszínén létrejött humuszos felszín könnyen eltűnhetett, annyiival inkább, mert a több csapadék következtében előálló helyi vízfolyások eróziója, amely a leírt medreket létrehozta, a futóhomok felszínét is lepusztíthatta.

Ha a futóhomokszinteket az interglaciálisok száraz szakaszaiban létrejött képződményeknek tekintjük, akkor a humid szakasznak megfelelő képződmény helyén rétegtani hézag van, amelyet még kifejezőbbé tesz a vele együtt megjelenő eróziós felszín is.

E felfogás szerint tehát képződményeinket a következőképpen oszthatjuk be: A felső 3. futóhomok által elválasztott lösz-szint felel meg a Würm három glaciálisának, a III. lösz alatti vastag futóhomok a Riss—Würm interglaciálisnak. A IV. lösz a R_{II} , az V. a R_I glaciálisnak, a köztük lévő humuszos vályog pedig a R_I — R_{II} interstadiálisnak. Ez utóbbi az, amivel BACSÁK számításai olyan feltűnően egyeznek. Már kevésbé érthető az V.

és VI. lösz közötti futóhomoknak e sorrend szerint a M—R interglaciálisba tartozása. Itt a homok több helyen kiékel, a R_I és M_{II} lösz érintkezésénél jól kifejtett vályogzónát várhatnánk.

Módosul a korbeosztás, ha a fenti leírásban és a szelvényben eddig figyelmen kívül hagyott, csupán a Csávoly—Baja közti lépcsőn megjelenő 0,5—1 m vastag, de vályogzónával is elválasztott löszelőfordulást is különálló lösz-szintnek tekintjük. Eszerint ez volna a IV. lösz, azaz a R_{II} , az előbbi IV. szint a R_I , a nagy humuszos vályogszint felelne meg a M—R interglaciálisnak, a legalsó lösz a M_{II} -glaciálisnak, az ez alatti futóhomok pedig a M_I — M_{II} interstadiálisnak.

Mindaddig, amíg az egész rétegsort a pannon feküig mélyebb fúrások alapján meg nem ismerjük, ezt a korbeosztási vázlatot csak ideiglenes kísérletnek kell tekintenünk.

Pollenelemzéseink a fenti rétegsor korviszonyairól keveset mondanak. Közismert, hogy eolikus lerakódásokban a pollen nem marad meg. Kivételt képeznek a III. és IV. lösz-szintek alján található növénymaradványos, helyenként tőzeges szintek. Ezek nedves vagy vizes térszínen rakódtak le, úgy, hogy a beléjük hullt virágpor részben megmaradt. Ez minden esetben glaciálisra jellemző képet adott, uralkodólag fenyőpollennel, de a fű és nyír kissé fokozottabb megjelenése arra vall, hogy nem a glaciális száraz-hideg maximumának idején rakódott le. Ez teljesen megfelel a fent leírt rétegtani helyzetnek.

Határozott interstadiálist jelentő pollentartalmat csak a bajai lépcső területén a IV. lösz alatti iszapos finomhomok és iszaprétegek adtak. Ennek a területrésznek a Hátság pereménél több mint 20 m-rel alacsonyabb fekvése lehetővé tette az interstadiális nedves szakasza folyamán vízi lerakódások létrejöttét. Ezek azok a rétegek, amelyek hiánya a magas Hátság folyóvíz nem járta területén a rétegtani hézagokat jelenti.

A kiskúnfélegyházi szelvényben az összes rétegek glaciális pollen-képétől csak a II. lösz-szint alatti humuszos vályog legalsó része üt el. Itt a bükk és tölgy megjelenése arra utal, hogy a vályog legalsó része nem löszporhullásból, hanem interstadiális folyamán vízi lerakódások útján keletkezett.

A pollenelemzések adatai alapján a klíma jellegének megállapítását ZÓLYOMI BÁLINT végezte. Az erre vonatkozó részletes adatok külön közleményben fognak megjelenni.

A Tiszavölgy pleisztocén képződményei

A Hátság rétegei, mint láttuk, K-re, a Tisza felé fokozatosan lejtnek, a mélyebb lösz- és futóhomokszintek szelvényünk vonalában Kiskúnmajstól K-re folyó- és állóvízi rétegek közt kiékelődnek. Ezek már a Tisza vízrendszerének lerakódásai, az idősebb pleisztocén rétegek szempontjából tehát a Tisza völgye már innen kezdődik. A két, esetleg három legfelső löszréteg K-re tovább folytatódik, a jelenlegi Tiszavölgy Ny-i határa tehát a holocén alluviumával közös. Szelvényünk vonalában ez a határ Csanyteleknél van. A lösszel végződő pleisztocén rétegsor azonban a Tisza holocénkori kanyar-

gásai között helyenként megmaradt, gyakran újholocén kiöntések, vagy réti-agyag által eltakarva. Ezek területe tehát mindenképpen hozzátartozik a jelenkori Tiszavölgyhöz. Szentes mellett, a szarvasi műúttól K-re, a tiszántúli lösztábla 82 m magasságban fekszik, innen Ny-ra meglehetősen meredek hajlással 2—3 m-rel alacsonyabbra száll a lösz felszíne és helyenként csak 79 m magasságot ér el. A Tiszavölgy löszének alacsony fekvését részben annak eredetileg is alacsonyabb térszínen való lerakódása okozza, részben azonban holocénkori letarolás.

A lösz alatt szelvényünk vonalában Kiskúnmajsától Csanytelekig, tehát az alsóbb lösz-szintek megszűnésének helyétől a jelenkori Tiszavölgyig, a felső löszrétegek alatt uralkodólag agyag és agyagos iszap, ez alatt homokos iszap, majd iszapos finomhomokrétegek vannak, 30 m-től lefelé pedig aprószemű, majd közepesemű folyóvízi homok. Az üledék szemcse nagysága tehát felfelé állandóan kisebbedik, ami arra mutat, hogy a terület süllyedése, ezzel kapcsolatban a feltöltő anyag szállításának sebessége állandóan csökkent. A gyors, majd lassúbbodó ütemű folyóvízi feltöltés után áradmányos, kiöntéses területek, majd sekély állóvizek maradtak vissza, végre ezek is eltűntek és az időszakonként nedves területeken infúziós lösz képződött.

Az itt leírt lösz alatti rétegek a Hátság idősebb lösz-szintjeivel egykorúak, ezek idejében a süllyedés tehát még tartott, a felső löszrétegek idejében már nem volt süllyedés. A Hátság löszös rétegsorának leírásából látjuk, hogy a két felső lösz-szint a Tiszavölgy felé haladólag mindjobban egygyórrá, de lehet, hogy a II. lösz-szint is folytatódik a tiszakörnyéki lösz-összletben, mert ennek a Tiszavölgy felé való folytatódása a Csólyos és Kistelek környékén hiányzik. A Duna—Tisza-köze K-i részének és a Tisza völgyének süllyedése tehát legfeljebb a W_{II} -ig tartott, de lehetséges, hogy már a W_I -ben befejeződött.

A süllyedés csökkenését, végül a W -ben való szünetelését a Tiszavölgy uralkodólag folyóvízi rétegsorán is megállapíthatjuk, a felfelé állandóan finomodó szemcseösszetételből. A Tiszától nagyobb távolságban az időszakos kiöntések és kiszáradások miatt a rétegek pollenanyaga hézagosan maradt meg, a Tisza közelében, Szeged mellett végzett fúrások anyaga azonban majdnem folytatódólagos pollenképet adott. A lösz és az alatta lévő agyagos-iszapos rétegek meddőnek bizonyultak. A 8—11 m mélységben lévő homokos iszap már glaciális, 15 m-ig terjedő része interstadiális, 21 m-ig ismét glaciálisra valló pollenképet adott, az ez alatti 5—8 m vastag agyagrég pedig határozottan interstadiálisban képződöttnek bizonyult. Az előbbieken alapján 2, vagy 3 glaciálisnak megfelelő lösz alatt a glaciálisok és interglaciálisok kis mélységi méretek közti váltakozása amellet szól, hogy a Hátság régebbi lösz-szintjei alapján való tagolás helyes kiindulópont.

A Dunavölgy pleisztocén rétegei

A Hátság déli része a Duna völgye felé meredek peremmel határolódik el. A peremnél átlag 20 m-rel alacsonyabban fekvő, a Duna ó- és újholocén lerakódásaival borított területet nevezzük Dunavölgynek. A völgyet feltöltő lerakódások koráról eddig nem volt elegendő bizonyítékunk. BULLA ezeket morfológiai adatok alapján pleisztocénvéGINEK, SÜMEGHY pedig holocén korúak-

nak tartotta. A Dunavölgyet keresztező fúrásaink adataiból megtudtuk, hogy a felszíntől 20—30 m mélységben kavicsos durvahomokrétegek vannak, amelyek pollenanyaga interstadiálisban való lerakódásukat bizonyítja. E fölött mintegy 15 m vastagságban középszemű homokot találunk, jellegzetesen glaciális pollenképpel. A középszemű homokból álló rétegsorba 10—12 m mély medrek vágódtak be és alul aprószemű, majd finomszemű homokkal töltődtek fel. A régi medrek legfelső rétegei iszapból állanak, amely a felszínt is mindenütt beteríti 1—2 m vastagságban. Az apró- és finomszemű homokkal kitöltött medrek anyaga már holocén korúnak bizonyult.

Ebből azt látjuk, hogy az utolsó interstadiális idején a Duna völgye gyorsan, az utolsó glaciális alatt pedig lassabban süllyedt, ez a süllyedés csak a pleisztocén legvégén szűnt meg, a holocén medrek az utolsó glaciális lerakódásaiba már belevágódtak.

A Hátság meredek pereme a felszín alatt is folytatódik. Kiképződésének megmagyarázására nem elégséges a Duna eróziója. A völgyben 70—90 m t. sz. f. magasságok közt fekvő középszemű folyóvízi homok azonos korú a Hátság peremén 105 m magasságban lévő legfelső lösz-színttel, ezt a nagy különbséget csak a Hátság peremén bekövetkezett vetődéses süllyedés okozhatta.

A Tiszavölgy süllyedésének már a Würmben való szünetelésével tehát szemben áll a Dunavölgy pleisztocén végéig tartó süllyedése.

Holocén képződmények

1. A Hátság területén

A Hátság területe pleisztocén futóhomokból és löszből van felépítve. A pleisztocén futóhomok kora csak ott állapítható meg, ahol az a felső lösz-szint alól bukkan elő. Területünk középső részének K-i harmadában, Kiskúnhalas és Pusztaszer közötti széles területen azonban a felső lösz-szint hiányzik, a pleisztocén homok észrevehetően határral, felfelé átmegy a *holocén futóhomokba*. Mivel azonban a futóhomok innen K-re és Ny-ra is nagy területeken a felső lösz-szint felett is megjelenik, kétségtelen, hogy az a holocénban települt ide. Az óholocénban tehát kellett lennie olyan száraz klímájú időszaknak, amikor a pleisztocén futóhomok újra mozgásnak indult és ilyen nagy területeket borított el. Ugyanígy át kellett települnie azon a területeken is, ahol a homok alatt a lösz nem található meg. A löszre települt holocén futóhomok a Hátság Ny-i pereme közelében a legvastagabb. Magasra emelkedő buckáival 25—30 m magasságot is elér, mint pl. János-halmától ÉNy-ra lévő Illancs, vagy Ágasegyháza környéke. Ezeken a vidékeken a legkevésbé kötött a futóhomok, nagy területeken ma is mozgásban van. Ez a helyzet CHOLNOKY-t arra a feltevésre készítette, hogy a futóhomokot Ny-ról, a Duna medréből fújta ki az uralkodó ÉNy-i szél. Ezzel a lehetőséggel ma is számolnunk kell. Ha az előbb említett nagy, központi területeken bizonyítva van is a holocén futóhomoknak az alatta lévő pleisztocén homokból való származása, ezzel a löszre települt holocén homokot csak az innen K-re lévő területen tudjuk megmagyarázni, mert a lösszel betemetett futó-

homok vonulásának irányából kétségtelenül látszik, hogy már a pleisztocénben is ÉNy-i volt az uralkodó szélirány; így a lösszel nem borított pleisztocén homok területéről nem települhettek át akkora területek, és ilyen nagy vastagságban borító futóhomoktömegek. Nem szabad azonban figyelmen kívül hagynunk azt sem, hogy a Duna—Tisza köz középső részén a Ny-i Hátság közelében lévő legmagasabb futóhomokterületeken (Nyíri erdő, Órkény) a Duna—Tisza csatornai fúrások bebizonyították, hogy ez a homok is uralkodó tömegében a pleisztocénben keletkezett. Ezidei fúrási szelvényünk vonala nem keresztezi a hátság-peremi magas homokdombok területét. Ezt a kérdést nem lehet addig lezártnak tekinteni, amíg innen is nem lesz, nagyobb területeken áthaladó, részletes fúrási szelvényünk.

A kétségtelenül óholocén településben lévő futóhomok korát a holocénben erre egyedül lehetőséget adó mogyoró-korra kell tenni. Így elnevezett száraz-meleg éghajlati időt állapítottak meg a pollenvizsgálatok a pleisztocén végétől napjainkig folytonos rétegsort adó régi tőzeglápok adataiból. A holocén különböző klíma időszakait több vizsgálat adatai alapján ZÓLYOMI B. állapította meg hazánk területére vonatkozóan [23]. A holocén futóhomok mogyoró-korba való tartozását először BULLA B. mondta ki, tőle függetlenül ugyanerre a megállapításra jutottam később magam is [6].

Az óholocén futóhomokot ezidei szelvényeink, de még inkább a Duna—Tisza csatornai szelvények tanúsága szerint helyenként eróziós felület választja el a felső lösztől. Ez mutatja legjobban, hogy a futóhomok holocénkorú, mivel nem alkot a pleisztocén lösszel egybefüggő eolikus rétegsort. Ezt az eróziós időszakot a pleisztocén utolsó glaciális és a mogyoró-kor közé eső «enyőnyir-kor»-nak nevezett időre tettem [6] és annak tartom azóta szerzett adataim alapján ma is.

A Duna- és Tiszavölgy óholocénkori bevágódását ugyanerre az időre kell tenni. Ezt legjobban mutatja a Duna—Tisza-csatorna szelvényének Tisza-meder melletti része, amelyben futóhomokkal betemetett, régi mederkitöltés látható.

A holocén futóhomokterületek felszíni tagolódását az ismert ÉNy—DK-i irányú mélyedések szabályos iránya jellemzi. Ezek az irányok annyira egyöntetűek az egész Duna—Tisza-közén, hogy CHOLNOKY ezeket szélkifúvással magyarázta. SCHERF [12] és SÜMEGHY [17] a Hátság felszínén jelenkorig tartó Duna-fattyúágakat tételeznek fel, BULLA [3] pedig a Hátság Ny-i részének holocénkori emelkedése következtében a felszín csapadékvizeinek DK felé való áramlásával magyarázza a homokterület laposait. Mind a dunai fattyúágnak, mind a felszíni csapadékvíz lefolyásoknak jellegzetessége a szabálytalan kanyargás lenne. Ezzel szemben a laposok sorozatában olyan merev egyenes irányok uralkodnak, hogy ha voltak ilyen irányú vízfolyások, a szabályosságot, egy vonalba való rendeződést a ma is ilyen irányú szél munkája idézte elő.

A duna—tisza közti Hátságnak ezek a mélyedései nem összefüggő, völgyszerű mélyedések, hanem apró, ebben az irányban sorakozó kis medencék, lefolyástalan területek sorozata. Ezek a lefolyástalan mélyedések, amelyeket a népi elnevezés szerint laposoknak nevezünk, télvégi és tavaszi magas víz-állások, vadvizek idején vízzel telnek meg. A vízzel telt laposból a víz átfolyik

a tőle DK-re lévő, alacsonyabb fekvésű laposba és ilyenkor a laposok sorozatában valóságos folyóra emlékeztető vízáramlás van. Ez a vízáramlás a laposok közötti emelkedettebb részen nagyobb sebességet is ér el és itt eróziós munkát végez. A laposok mélyedéseiben mésziszapból, réti mészkőből és humuszos iszapos homokból álló üledék van. Sok helyen megfigyelhető, hogy ez a mésziszapos rétegsor kierodált mélyedésbe települ. Találunk azonban a mésziszapos rétegsornál fiatalabb eróziós bevágódásokat is. Ezekben a mésziszapos szint is ki van erodálva, ami érthető az előbb említett, jelenben is folyó, egyik laposból a másikba történő víz-átáramlások útján.

Mésziszap és réti mészkő. A duna—tiszaközi laposok jellegzetes felszíni képződményei. Leggyakoribb a mésziszap, amelyet különösen a németországi példa után *tavikrélának* is neveznek. Laza, kézzel könnyen szétmorzsolható, fehér vagy fehéres színű anyag, a laposok mélyedéseiben. Megtalálhatjuk mind a homok felszínének, mind a löszterületek laposaiban. Vastagsága rendszerint 20—50 cm, van azonban kivételesen 1 m körüli vastagságú mésziszap is. Mindig a jelenlegi, vagy egykori lapos területéhez van kötve az előfordulása, ebben különbözik a kiemelkedettebb területek mészkiválásos szintjétől, mely utóbbi határozott talajszint. Képződése a szomszédos magasabb fekvésű felszínközeli rétegek, főként lösz és futóhomok anyagából a csapadékvíz által kioldott karbonátok kicsapódásával magyarázható. A környező magasabban fekvő területekre hullott széndioxid-tartalmú csapadékvíz ezek karbonát-tartalmából sokat ki tud oldani, a felszín alatt ezek az oldatok a legmélyebb területek, a laposok felé szívárognak, amelyek vizében, annak párolgása következtében koncentrálódnak. A laposok vízgyűjtőterülete igen nagy, mert mint láttuk, vizük ÉNy-ről DK felé szívárog. Ezért van, hogy a Hátság legmagasabb részein alig van karbonátkiválás, DK-re, Kistelek, Szeged környékén annál erősebb.

A laposok vize mindig többé-kevésbé szódás, ezek a Duna—Tiszaköz szikesei. A szódatartalmú vízbe beleszívárgó meszes oldat a szódatartalom hatására még a vízben lebegő szemcsék formájában kicsapódik és úgy ülepszik le a fenékre. Ez a kicsapódás a homok vagy lösz szemcséinek közeiben is létrejöhet a lapos fenekén és akkor mésziszapos homok, illetőleg mésziszapos lösz jön létre. Néha a karbonátok kiválása nem különálló szemcsék formájában történik, hanem összefüggő szilárd karbonát cementezi össze a homokszemeket. Így kemény, meszes homokkő jön létre, vagy ha a mészkiválás a homokhoz képest nagyobb mennyiségű, homokos mészkő. Ez utóbbit nevezzük *réti mészkőnek*.

A szilárd mészkő ritkábban fordul elő s mindig vékonyabb rétegekben. Néha csak pár cm vastag s a fél métert ritkán haladja meg. Gyakran találjuk benne vízi csigák héjait és lika csokot, amelyeket a vízínövényzet utólag elpusztult részei hagytak benne. A mésziszap mechanikai összetételére jellemző, hogy szemcseeloszlásában két maximumot találunk. Az egyik a legfinomabb 0,002 mm-nél kisebb részre, az agyagfrakcióra esik, a tiszta mésziszapoknak ez az uralkodó mennyisége. A másik maximum a 0,05—0,2 mm-es szemnagyságú részre esik. A legfinomabb részt uralkodó tömegében a karbonátanyag alkotja s a durvább frakciók felé a karbonát mennyisége állandóan csökken. A két maximum a kétféle anyagnak a jele: az oldatból

kivált karbonátnak és az eredeti homoknak. Ennek közeiben történt a karbonát kiválása.

E képződmények vizsgálatából [7] az derült ki, hogy a mésziszapokban kb. ugyanolyan mennyiségű magnéziumkarbonát van, mint kalciumkarbonát. Összetételük tehát tulajdonképpen a dolomiténak felel meg. A mészkövekben lényegesen kevesebb a magnéziumkarbonáttartalom, 9—15 súlyrész kalciumkarbonát esik egy súlyrész magnéziumkarbonátra.

A duna—tiszaközi karbonátképződmények rétegtani helyzetére a következő viszony ad felvilágosítást: a legfiatalabb képződmény, amelynek mélyedéseiben létrejött, a mogyoró-kori futóhomok. A felső meszes rétegek az ezen időből való homok fölött következnek. Képződésük uralkodó tömegben a mogyoró-kor utáni nedvesebb időszakban, a tölgykorszakban, vagy már a mogyoró-kor végén történt. A karbonátos réteg fölött a laposokban mindig ott találjuk az erősen humuszos, néha tőzegezes szintet, amelyhez hasonló erős humuszosodás a jelenkorban ezen a területen nem folyik. Így a humuszos szint a mai bükk-korszaknak a jelenleginél valamivel csapadékosabb első felében keletkezhetett. Hogy ez a klímakülönbség másutt is érezhető a bükk-korszakon belül, mutatja az, hogy SOLGER [15] az Északnémet-síkságon megkülönbözteti ezt az időszakot «humusztidő» néven.

A karbonátszintből és fölötte levő humuszos szintből áll a laposok fenekének jellegzetes rétegsora. Fontos azonban az, hogy a laposoknak ez a jól felismerhető képződménye nemcsak a jelenlegi laposok felszínén található, hanem helyenként fölötte ismét futóhomok települ. Felvételeink alkalmával fúrások alapján arról győződünk meg, hogy ez az egykori laposok felszínére ráfújt homok helyenként igen nagykiterjedésű, a laposok tehát valamikor sokkal nagyobb kiterjedésűek voltak, mint ma. Ha a lapos rétegsorának felső részét alkotó humuszos szint a bükk 1-ben képződött, akkor a futóhomok újra mozgásnak indulása és így a laposokra való ráfutása a bükk 2-ben történt, amikor a klíma valamivel ismét szárazabbá változott.

A laposokra ráfújt homokot tekinthetjük a Hátság legfiatalabb képződményének és *újholocén futóhomoknak* nevezhetjük. Vastagsága a laposok fölött rendszerint 1—2 métert nem halad meg és így felvételezések alkalmával kis fúrásokkal könnyen meg lehetett állapítani alatta a lapos rétegeinek jelenlétét. Néha azonban nagyobb vastagságú ez a homok és a talajvíz miatt csak béléscsőves fúróval lehetett átfúrni, sok esetben kutak adatai alapján egészítettük ki a fenti észlelést. Kutakban néha 4—5 m vastag futóhomok alatt jelent meg a humuszos szint és alatta a karbonátréteg.

Ahol az egykori lapost kis vastagságban borítja az újholocén futóhomok, ott az meglehetősen sík felszínt alkot, közös bejárásaink alkalmával BULLA erre a kifejlődésre a *lepelhomok* találó elnevezést ajánlotta. Sík felszínű megjelenése úgy magyarázható, hogy a laposra ráfutott homoknak csak a lapos vizétől átmedvesedett alsó része maradt meg, a homok felső szárazabb részét a szél továbbvitte. Nagyobb vastagságú ráfújt homok mindig csak buckás vidéken van.

A laposokban képződött mésziszaptól meg kell különböztetni a kiemelkedőbb területek mészfelhalmozódási szintjeit. Közismert, hogy a széndioxid-tartalmú csapadékvíz, méginkább pedig a növényzet által kiválasztott

humuszsavak kioldják a talaj mésztartalmát és ez a lejjebb szivárgó oldatból bizonyos szintben kiválik, felhalmozódik. Ez mindig a talajban, a talaj szemcséi között lejátszódó folyamat. A laposok állóvizében a mészkiválás uralkodólag a szabad víztükör alatt történik, csak ilyen helyeken képződik tiszta mésziszap, illetőleg réti mészkő. Alsó szintjében keveredik ugyan többé-kevésbé az alatta levő képződmény szemcséivel, felsőbb részeiben azonban a karbonátkiválás olyan nagymértékű, hogy a létrejött üledéket különálló földtani képződménynek kell tekintenünk, nem pedig talajszintnek. Ilyen nagytömegű karbonátanyag nem származhatott a felette levő humuszos szint kilúgzásából, hanem a lapos nagykiterjedésű, magasabb fekvésű környékéből, a laposok sorozatán át messze ÉNy-ra, a Hátság legmagasabb részeiig terjedő vízgyűjtőterületről oldotta ki a csapadékvíz. A laposok önálló mésziszap rétege gyakran fokozatosan megy át a környező magasabb terület mészkiválásos talajszintjébe.

2. A Duna- és Tiszavölgy holocén rétegei

A holocén alluvium legidősebb rétegeit csak fúrásokkal értük el. Szeged alatt, a Boszorkányszigeten készült szelvényben a pleisztocén rétegekbe helyenként több mint 20 m mélyre bevágódott medreket, illetőleg eróziós felületet sikerült kimutatni [9], amely fölött középszemű homok a holocén legrégibb lerakódása. 1—2 m magasan a pleisztocén fektől a mogyoró-kor pollenképét kaptuk, az erózióknak tehát az ezt megelőző fenyő-nyír-korban [21] kellett megtörténnie. A lerakódás kezdetén elég durvaszemű homokra felfelé egyre finomabbszemű homokrétegek következnek, mind több iszapréteg közbetelepüléssel, majd rétiagyag és jelenkori öntésiszap fejezik be a holocén rétegsort. A pollentartalom a mogyoró-kortól kezdve a jelenkorig a klímaváltozásokat jellegzetesen tükrözi vissza.

A szegedihez hasonló kifejlődésben jelentkezik a legrégibb holocén a Duna—Tisza-csatorna vonalában Kécskénél, továbbá Tiszalöknél készült szelvényekben.

A pleisztocén végén a süllyedési-feltöltődési folyamat befejeződése után meginduló erős folyóvízi bevágódás olyan fontos fordulópont Alföldünk történetében, hogy a holocén alsó határát a fentiek alapján a fenyő-nyírkori erózió fellépésével kell megvonnunk.

Az *óholocén terraszok* már felszíni képződmények. A Duna völgyében nagyobb kiterjedésben találunk részben letarolt pleisztocén lösz felszínére, részben pedig pleisztocén folyóvízi lerakódásokra települt, főképpen öntésiszapból álló rétegeket, amelyek a Duna jelenlegi völgyesíkjánál 2—3 m-rel magasabban fekszenek. Ilyenek legnagyobb kiterjedésben Bátaszék és Szekszárd környékén vannak, többnyire újholocén alluvium által elszakított szigetek formájában. A Tisza völgyében ilyen terraszok ritkábban találhatók, csak Tiszaföldvár, Cibakháza és Alpár környékén sikerült BULLÁ-val közösen megállapítani. Itt minden esetben az óholocénban letarolt infúziós lösz felszínére települt öntésiszap formájában jelentkezik, amely az újholocén alluvium fölött több mint 2 m magasan fekszik.

Óholocén terraszoknak kell azonban tekintenünk a jelenlegi Tiszától

távolabbi, a már említett öntésiszappal, vagy rétiagyaggal borított alacsonyan fekvő löszterületeket is, pl. Szentés, Szegvár és Szeged környékén.

Újholocén alluvium a Tisza völgyében főként iszapos finomhomok, laza aprószemű homok és homokos iszap váltakozásából áll. Ezek a vertikálisan is erősen változó rétegek vízszintes elterjedésben is szeszélyesen változnak, úgy, hogy térképileg elkülöníteni különböző közettani összetételű alluviumot nem lehet. Kivételt képeznek a Tisza-kanyarulatok domború oldalain levő homokszegélyek. Itt keskeny csikban mindig laza homok van a felszínen.

Ugyancsak újholocén alluvium csoportjába tartozik a legtöbb esetben a *rétiagyag*. Igazi hazája a Tisza völgye. Itt óriási területeket borít és itt legjellegzetesebb kifejlődésű. A legtöbb esetben az újholocén folyóvízi kiöntések a rétiagyag fölé települnek, ilyenkor a rétiagyag kissé kiemelkedő hát formájában jelenik meg a legfiatalabb öntésiszap területek mellett. Olyan eseteket is ismerünk azonban, amikor az öntésiszap úgy települ a rétiagyag fölé, hogy a Tisza felé az öntésiszap mind magasabbra emelkedik.

A rétiagyag állóvízi képződmény. A folyómedertől legtávolabbi részen, mocsaras területen rakódott le, ahová a folyóvízi kiöntéseknek csak a legfinomabb agyagos üledékei juthattak el. Színe szürkésfekete, vagy sötét-szürke, minden barnás árnyalat nélkül. Ez különbözteti meg első pillanatra az infúziós lösz humuszosodott felszínétől, amelyiknek mindig van többkevesebb barnás árnyalata. Szemcseösszetétele szerint meglehetősen rosszul osztályozott. A legfinomabb agyagos részek mellett van benne iszap, sőt kevés homok is, amit szabad szemmel, vagy tapintással nem is láthatunk benne, az agyagos rész uralkodó volta miatt. Ha azonban az agyagos részt leiszapoljuk, előtűnnek a durvább szemcsékből álló alkatrészei. Főképpen magas humusztartalma az oka annak, hogy nedves állapotban erősen megduzzad, kiszáradáskor pedig az összehúzódás miatt megrepedezik a felszíne. Erősen plasztikus, ragadós volta miatt szurokföldnek is nevezik.

Utoljára kell megemlítenem a *töltések közötti hullámtér alluviumát*, amelynek lerakódása gyors ütemben emeli a töltések közötti terület felszínét. A töltéseken belüli terület pár m-rel majdnem mindenütt magasabb a töltésen kívüli alluviális völgsík felszínénél. Ez a helyzet jól látható nagyszelvényünknek Szentés mellett, a Tisza árterén keresztül haladó részén. A töltések közötti feltöltést mesterséges alluviumnak is nevezhetjük.

A dunavölgyi alluviumban még meg kell emlékezni a *lösszerű öntésiszapról*. SÜMEGHY ezt a nagy területen található felszíni képződményt pleisztocén lösz átmosásából származtatja és holoecén lösznek nevezi. Futólagos megtekintésre valóban hasonlít a löszhöz, mert erősen porlékony. Számos helyről vett minta iszapolása azt mutatta, hogy szemcseösszetételében sehol sem ugrik ki a löszre jellemző frakció, az iszaprézslég uralkodik benne mindig. Mészkarbonáttartalma nagyon változó, de mindig magasabb a löszénél: 30—70%. Csigafaunája kizárólag vízfajokból áll, ellentétben a löszével, amelynek az infúziós változatában is mindig vannak szárazföldi fajok is.

Mivel a löszpartok közelében sem mutat szemcseösszetételében közösséget a lösszel, nem bizonyítható ennek átmosásából való származása. Valószínűleg a legtöbb esetben rendes dunai öntésiszap. A Duna vizének igen magas a mésztartalma. A kiöntések után visszamaradó víz karbonáttartalma

kicsapódik és a lerakódó iszapét állandóan gyarapítja. Ez a magas karbonát-tartalom az iszapot erősen porlékonyná teszi, innen a löszhöz való hasonlósága. E felületes hasonlóságon kívül azonban semmi sincs, ami miatt lösznek lehetne nevezni.

A dunavölgyi öntésiszap két szintben jelenik meg. A régebbi alatta van a futóhomok domboknak, pl. Hajós környékén, a fiatalabb pedig a dombok közti mélyedésekben rakódott le, pl. Gyón környékén. Az is lehet azonban, hogy a gyónkörtényeki futóhomokdombok a Hátságéval egyezően mogyoró-korúak, a hajósi pedig újholocén korú. E képződmények uralkodólag az É-i részre esnek, kérdéseik megoldására ott van több lehetőség. Mésziszapos lerakódások is csak a Dunavölgy északabbi részén vannak, felvételi területünkbe nem esnek bele, ezért tárgyalásukat itt mellőzöm.

Szerkezeti viszonyok

Szelvényünk adataiból olyan tünetek ismerhetők fel, hogy az átfúrt rétegsorok már nem eredeti településben vannak, röviden össze kell foglalnunk ebből a szempontból is az egyébként már a rétegtani részben is említett, kéregmozgásra valló megfigyeléseket. A Hátság DNy-i nagy löszablájának Ny-i pereme Csávolytól Baja felé 2 km távolságon belül majdnem 20 m-t süllyed. Ezt a térszínen észlelhető feltűnő lépcsőt a terület összes rétegei a felszínnel párhuzamosan követik. Legfeltűnőbb a löszrétegek és a közéjük települt vályogszintek lefutása. Ezek a rétegek Csávolytól ÉK felé mintegy 50 km-es úton át majdnem teljesen vízszintesek, csak Kiskúnhalastól ÉK-re kezdenek enyhén lejtetni a Tiszavölgy felé. Annál feltűnőbb a csávolyi lépcsőnél a rétegek hirtelen flexuraszerű hajlása.

Annak eldöntésére, hogy ez a hajlás flexura, vagy pedig lépcsős vetődésekből tevődik össze, a legerősebb lejtés helyén sűrítettük a fúrásokat. Ezek a fúrások azt mutatják, hogy a rétegek vonalában valóban ismerhető fel bizonyos fokú törés, de hogy ez vetődésekben jut-e kifejezésre, annak eldöntésére a fúrásokat még tovább kellene sűríteni. A Hátság Ny-i peremének ez a hajlása a Duna—Tisza-csatorna szelvényében is határozottan felismerhető Örkény és Tatárszentgyörgy között.

A geofizikai vizsgálatok a csávolyi lépcsőtől É-ra az Ólomhegy tájékán levő központtal geofizikai maximumot állapítottak meg. Ezzel a maximummal való összefüggés kiderítése végett a szelvényünkre merőlegesen É-D irányban is végeztünk fúrásokat, amelyek adatai szerint a rétegek É felé az Ólomhegy irányában, tehát a jelzett maximum felé rohamosan emelkednek. A geofizikai maximummal való összefüggés tehát kétségtelen és így a rétegeknek a szelvényben látható dőlését valóban tektonikai elmozdulásnak kell minősíteni. A maximum területe ÉK felé Kiskúnhalason túl terjed, tehát addig, ameddig a pleisztocén rétegek eolikus származásúak. Kiskúnmajstól K-re kezdődik az Alföldnek a régibb lösz-szintek idejében még süllyedő része, ahol a szélfújta lerakódások helyett folyóvízi feltöltés volt. A rétegek lefutása a csávolyi lépcsőnél teljesen párhuzamos a felszínnel, az elmozdulás tehát olyan fiatal, jelenben is folytatódó, hogy a felszín lekopása nem tudott

az elmozdulással lépést tartani. A Hátság Ny-i pereme mentén a folyóvízi lerakódásokkal feltöltött Dunavölgy vetődéses süllyedésének feltételezéséről a rétegtani részben már szoltunk. Ezt a feltevést alátámasztja az említett geofizikai maximum területének a Dunavölgy felé való megszűnése is.

IRODALOM

1. BACSÁK GY.: Die Wirkung der Skandinavischen Vereisung auf der Periglazialzone. M. Orsz. Meteorológiai és Földmágnasségi Intézet Kiadványai, Új sorozat. 13. sz. Budapest, 1942.
2. BULLA B.: Der pleistozähne Löss im Karpathenbecken. Földt. Közl. LXVIII. k. Budapest, 1938.
3. BULLA B.: A Kis-Kúnság kialakulása és felszíni formái. A Földr. Könyv- és térkép-tár Értesítője. II. évf. 10—12. sz. Budapest, 1951.
4. KÖLBL, M.: Studien über den Löss. Mitt. d. Geol. Ges. in Wien. Bd. 23. S. 85—121. Wien, 1930.
5. KRIVÁN P.: A pleisztocén földtörténeti ritmusai. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Földt. Biz. által 1952. IX. 26. 27. és 28.-án tartott Alföldi Kongresszus Bp. 1953.
6. MIHÁLTZ I.: A Duna-Tisza csatorna geológiai viszonyainak tanulmányozása. Földm. Min. Kiadv.: A Duna-Tisza csatorna. Budapest, 1947.
7. MIHÁLTZ I.—M., FARAGÓ M.: A Duna-Tisza közti édesvízi mészképződmények. Alföldi Tud. Int. Évk. Szeged, 1947.
8. MIHÁLTZ I.—UNGÁR T.: Folyóvízi és szélfújta homok megkülönböztetése fúrás-mintákban. M. Földt. Társulatban elhangzott előadás. Budapest, 1951. Megjelenendő Földt. Közl.-ben, 1953.
9. MIHÁLTZ I.: Az Alföld negyedkori üledékeinek tagolódása. M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Földt. Biz. által 1952. IX. 26., 27. és 28.-án tartott Alföldi Kongresszus Bp. 1953.
10. PÁVAY—VAJNA F.: A földkéreg legfiatalabb tektonikus mozgásairól. Földt. Közl. LV. k. 63—85. I. Budapest, 1926.
11. SCHEFFER V.—KANTÁS K.: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. LXXIX. k. Budapest, 1949.
12. SCHERF E.: Alföldünk pleisztocén és holocén rétegeinek geológiai és morfológiai viszonyai és ezeknek összefüggése a talajalakulással, különösen a sziktalaj képződéssel. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról. Budapest, 1935.
13. SCHERF, E.: Versuch einer Einteilung des ungarischen Pleistozäns auf moderner polyglazialistischer Grundlage. Verhandlungen d. III. Internationalen Quartärkonferenz. Wien, 1938.
14. SOERGEL, W.: Die Vereisungskurve. Berlin, 1937.
15. SOLGER, E.: Das grenzmärkische Gelände als Urkunde der Erdgeschichte. Abhandlungen und Berichten der Naturwissenschaftlichen Abteilung der Gränzmärkischen Gesellschaft zur Erforschung u. Pflege der Heimat. Schneidemühl, 1927.
16. SÜMEGHY J.: A Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani Leírása. VI. sz. Budapest, 1944.
17. SÜMEGHY J.: A Duna-Tisza közének földtani vázlata. A Földr. Könyv és Térképtár Értesítője. II. évf. 10—12. sz. Budapest, 1951.
18. SZTRÓKAY K.: A Descabezado vulkánecsoport 1932. évi kitöréséből származó hamu közettani vizsgálata. Földt. Közl. LXVI. k. Budapest, 1936.
19. VAJK R.: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. Földt. Közl. 73. k. Budapest, 1943.
20. V. FARAGÓ M.: Nagykőrös környékének felszíni képződményei. Földt. Közl. LXVIII. k. 1—3 f. Budapest, 1938.
21. VENDL A.—TAKÁTS T.—FÖLDEVÁRI A.: A Budapest környéki löszről. Mat. és Term. tud. Ért. LII. k. Budapest, 1935.
22. VENDL A.—TAKÁTS T.—FÖLDEVÁRI A.: Újabb adatok a Börzsönyi-hegység löszének ismeretéhez. Mat. és Term. tud. Ért. LIV. k. Budapest, 1936.
23. ZÓLYOMI B.: Tízezer év története virágporszemekben. Term. tud. Közl. 68. k. 19—20. sz. Budapest, 1936.

LE LEVÉ GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE MÉRIDIONALE DE L'ENTRE-DEUX-FLEUVES DANUBE—TISZA

Par J. MIHÁLTZ

En 1950, notre groupe a dressé la carte géologique d'un territoire de 7700 km², dans la partie méridionale de l'Entre- deux- fleuves Danube-Tisza. Les lignes du Danube et de la Tisza se trouvent encore au territoire levé.

A cause des données de la plaine (peu d'affleurements agriculture, végétation, lixiviation), on n'a pu lever le sous-sol que par le moyen des milliers de petits forages. Perpendiculairement aux directions tectoniques, dans la direction de NE—SO, nous avons tracé une coupe longue de 140 km, à l'aide des forages de 30 et 10 m.

Le territoire a trois unités: la vallée du Danube, la vallée de la Tisza et le haut dos situé entre les deux vallées. La partie la plus haute de celui-ci est de 30 à 40 m au-dessus du plan de vallée du Danube et de la Tisza. Vers la vallée du Danube sa limite est un bord trachant et une déclivité définie; vers la Tisza, il est en pente graduelle. Une grande partie de sa surface consiste en formations éoliennes (loess, sable mouvant) qui s'épaississent vers l'Ouest; à la bordure, leur épaisseur atteint plus de 30 m.

A la surface levée il n'y a de formations plus anciennes du Pleistocène qu'à la bordure occidentale de la vallée du Danube, c'est-à-dire en dehors du territoire de l'Alföld. A la surface du haut dos, il y a le loess supérieur et la sable mouvant. Au-dessous d'eux, on peut encore distinguer plusieurs horizons de loess. L'étendue du sable mouvant alterne fréquemment avec le loess, d'une part, mais, d'autre part, elle devient exclusive à des vastes territoires. Selon les données des forages, le sable mouvant de surface continue sous la surface de loess. Là où ils alternent, le sable mouvant est généralement au sommet des collines, le loess aux flancs des collines et entr'eux. La couverture de loess, en s'amincissant et en devenant graduellement sableuse, vers les sommets des collines, passe au sable mouvant ou reste cohérent, mais alors c'est au sommet qu'elle est la plus mince et la plus sableuse.

En vertu conditions de gisement et du fait qu'à l'amincissement observé au-dessous du sable, le loess devient sableux, il est certain que ici le loess n'est se formée jamais au-dessus du sable mouvant. La végétation herbeuse qui est nécessaire à lier le sable éolien, ne se pouvait pas former aux surfaces de sable à eaux souterraines profondes, mais on la trouve aux pentes et aux parties basses.

On trouve toutes les transitions entre le loess et le sable mouvant. Pour pouvoir décider de la genèse des espèces de loess, l'analyse granulométrique n'est pas suffisante, c'est le caractère de la faune de mollusques qui est décisif. C'est la matière des occurrences à faune terrestre qui est conforme à la composition de grains du loess typique (la fraction de 0,02 à 0,05 en étant 50% environ). Dans une grande partie du loess à faune terrestre, le sable fin se trouve en plus grande quantité que les grains plus fins de la fraction de loess. Ce loess à sable fin a une vaste étendue à la surface. Le sable mouvant qui alterne avec le loess est plus ou moins loessifère. En vertu des

données des coupes, le sable fine à loess substitue le loess sur de vastes territoires.

Le loess d'infusion contient, à côté des Gastropodes terrestres, des espèces aquatiques. Cela prouve qu'il s'est déposé dans l'eau ou à des endroits aqueux. Dans cette espèce de loess, l'on trouve souvent les espèces du genre des Planorbis qui vivent exclusivement dans l'eau (*Anisus planorbis*, *A. septemgyratus*, *lencostoma*, *spirorbis*). Les espèces du genre des Valvata et surtout celles du genre des Limnaea vivent en dehors de l'eau aussi et, ainsi, ils ne prouvent que l'humidité ou l'humidification périodique du territoire. Par conséquent, ce n'est que le loess à Planorbides qui peut être appelé sûrement loess d'infusion. Sa constitution granulaire diffère à peine de celle du loess typique. Celui qui s'est formé aux endroits plus bas, temporairement ou constamment marécageux, est beaucoup plus dense. Il ne contient pas de vase fluviale.

À côté de la faune terrestre typique, on trouve quelques *Lymnaea palustris* de petite taille, dans le loess de la partie centrale du haut dos. Il est plus dense que celui typique. En vertu de ce que nous venons de dire, il ne peut être appelé loess d'infusion parce qu'il ne contient pas de Planorbides. Le type de transition est de loess «d'Alföld».

Au territoire le plus bas et le plus plat, il y a l'espèce de loess argileux ou sodique. Sa constitution granulaire prouve son origine érodée. Aux endroits où il se trouve, il y a actuellement, ou il y a en avant la régulation des fleuves, d'eau dormante périodique; la même situation aurait pu exister dans le Pleistocène quand il s'est formé.

Dans les formations pleistocènes, on peut s'orienter par le moyen des couches de loess. La couche des loess No II, sous le sable mouvant peut être unie à cause de l'amincessement du sable intermédiaire, par endroits. Cette couche de sable prend, vers l'Est, un caractère de plus en plus fluvatile. Le sable au-dessous du loess No II a un caractère de sable mouvant. Quant à la variation de son caractère, la règle de l'horizon de sable No II y est également valable. L'horizon de loess No III est l'horizon de loess le plus épais de la partie occidentale. C'est au-dessous de celui-ci que se trouve l'horizon de sable le plus étendu et le plus épais de toute la série, dont la partie supérieure a un caractère de sable mouvant. À la partie occidentale du haut dos, l'on peut encore délimiter les horizons de loess Nos IV., V. et VI. avec un horizon humifié entre les loesses IV—V. et avec les horizons intermédiaires de sable entre les autres horizons de loess.

Cette répartition n'est possible qu'à la partie occidentale. Vers l'Est, la série prend graduellement les caractères de l'origine aquatique. Les horizons de loess de la partie occidentale deviennent vaseux, les sables mouvants deviennent fluviatiles et ainsi ce sont surtout les horizons inférieures que l'on ne peut pas délimiter.

Les couches inférieures de loess, auparavant, n'ont pas été pris pour loess, à cause de leur couleur grise bleuâtre. Leur couleur actuelle est secondaire, c'est le produit des processus de réduction au-dessous du niveau de l'eau souterraine. Leur constitution granulaire et leur faune prouve qu'il s'agit de loess.

Au territoire du haut dos, l'on ne peut déterminer l'âge pleistocène du sable mouvant que là où il affleure de dessous la surface de loess. Mais, à de vastes territoires, il se trouve également sous la surface supérieure de loess, donc le sable pléistocène a commencé de se mouvoir dans l'Holocène et fut soufflé sur la surface de loess. En vertu des analyses de pollen, la période de mouvement du sable mouvant tombe à l'époque de noisette de l'Holocène inférieur. A plusieurs endroits, il y a une surface d'érosion entre le loess supérieur et le sable mouvant, nous la datons de l'époque de sapin-bouleau. L'on suppose que le Danube s'est creusé à la même époque. Dans les vallées du Danube et de la Tisza, on trouve la terrasse holocène inférieure.

Aux parties plates du haut dos, il y a la vase calcaire, la vase calcaire sableuse et le calcaire de pré. Le carbonate dissous par l'eau de précipitation est porté par les eaux infiltrantes, des parties élevées aux parties plates, il se désagrège et se concentre. Le sable mouvant de l'époque de noisette est la formation la plus jeune, dans les enforcements de laquelle le vase calcaire s'était encore formé. Leur amasement est donc postérieur à l'époque de noisette. A sa surface, il y a un horizon riche en humus, quelquefois tourbeux. Au dessus de celui-ci, le sable semblable du voile est très fréquent et très répandu à la surface, ce qui prouve que le sable y a été soufflé récemment. Le sable mouvant est même actuellement en mouvement, à plusieurs endroits.

La bordure occidentale du plateau à série de loess du haut dos, horizontale à travers 50 km, s'affaisse de 20 m sur 2 km de distance. En vertu des forages de petite distance, les couches sont parallèles avec la surface, donc le mouvement continue même à présent et l'érosion de la surface ne peut pas suivre les mouvements. Vers le maximum géophysique de la proximité, les couches, montent graduellement, selon les profils de forage.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЁМКА ЮЖНОЙ ЧАСТИ ОБЛАСТИ МЕЖДУ ДУНАЕМ И ТИССОЙ

Иштван Михалц

В 1950 г. рабочая группа составила геологическую карту территории, распространяющейся на 6650 км² в южной части области между Дунаем и Тиссой. Линии рек Дунай и Тисса еще находятся на картографированной территории.

Вследствие равнинных условий (небольшое количество обнажений, сельскохозяйственная обработка, растительный покров, выщелоченность) нельзя было произвести картографирование грунта иначе, чем при помощи несколько тысяч мелких бурений. При помощи бурений глубиной в 30 и 10 м, перпендикулярно к структурным направлениям, с северо-востока на юго-запад был составлен разрез длиной в 120 км.

На территории обнаруживаются три единицы: долина Дуная, долина Тиссы и находящийся между ними кряж. Наивысшая часть последнего находится на 30—40 м выше плоскости долин Дуная и Тиссы. К долине Дуная этот кряж отграничивается резким краем и показывает определенное наклонение, к Тиссе он спускается постепенно. Большая часть его поверхности является эоловым образованием (лёсс, сыпучий песок), которое к западу ста-

новится все более мощным и на краю уже имеет мощность около в 30 м. Над ним располагается речная свита.

Образования, старшие плейстоцена, на картографированной поверхности встречаются лишь на западном краю долины Дуная, т. е. вне территории Низменности. На поверхности кряжа находятся высший лёсс и сыпучий песок. Под ними можно отделять еще несколько лёссовых горизонтов. Распространение сыпучего песка с одной стороны часто чередуется с лёссом, а с другой стороны на большой территории является исключительным. Согласно проведенным бурениям поверхностный сыпучий песок продолжается и под лёссовой поверхностью. На местах, где они чередуются, сыпучий песок вообще располагается на верхах холмов, а лёсс на их склонах и между ними. Продвигаясь к верхам холмов, лёссовый покров постепенно становится более тонким и более песчаным и или переходит в сыпучий песок, или же остается связным, но на верхах показывается наиболее тонким и песчаным.

На основании условий залегания, как и превращения в песок, обнаруженного при утончении лёсса над сыпучим песком, несомненным является то, что над сыпучим песком лёсс не образовался. Травянистая растительность, необходимая к схватыванию сыпучей пыли, на песчаных поверхностях с глубоко расположенной грунтовой водой не могла образоваться и образовалась только на склонах и в низкорасположенных участках.

Между лёссом и сыпучим песком имеются все переходы. Для решения вопроса о происхождении отдельных видов лёсса изучение гранулометрического состава одно не пригодно, решающим является характер фауны моллюсков. Гранулометрическому составу типичного лёсса (фракция 0,02—0,05 мм представляет около 50%) больше всего соответствует вещество месторождений, содержащих только континентальную фауну. В большей части лёсса, содержащего континентальную фауну, тонкий песок представлен в более значительном количестве, чем зерна тонче лёссовой фракции. Этот тонкий, песчаный лёсс весьма широко распространяется на поверхности. Сыпучий песок, залегающий в чередовании с лёссом, более или менее лёссовый. По свидетельству разрезов лёсс на большой территории замещен лёссовым песком.

Наряду с континентальными брюхоногими, инфузионный лёсс содержит и водяные виды. Это свидетельствует о том, что лёсс отложился в воде или на мокрой местности. В этой разновидности лёсса виды рода *Planorbis*, живущие только в воде (*Anisus planorbis*, *A. septemgyratus*, *lencostoma*, *spirorbis*) являются частыми. Виды родов *Valvata* и особенно *Limnaea* существуют и вне воды и поэтому свидетельствуют только о влажности или периодическом промокании данной области. Инфузионным лёссом с уверенностью можно называть только лёсс, содержащий планорбиды. Его гранулометрический состав едва ли различается от состава типичного лёсса. Этот вид лёсса более плотный, чем типичный лёсс и образовался в более глубокорасположенных участках Низменности, временно или постоянно покрытых водой. Ила речного происхождения в нем нет.

Наряду с типичной континентальной фауной в лёссе средней части кряжа встречается и небольшое количество *Limnaea palustris* небольшого роста. Этот лёсс более плотный, чем типичный лёсс. На основании вышеуказанных, его нельзя называть инфузионным лёссом, так как Планорбисы в нем не встречаются. Этот переходный тип называется лёссом Низменности.

На наиболее глубоко расположенных и равнинных территориях встречается глинистая или солонцеватая разновидность лёсса. Его гранулометрический состав указывает на то, что он имеет смывое происхождение. На его

месторождениях в настоящее время имеется или до регулирования реки имела стоячая вода, положение по всей вероятности было такое-же и в плейстоцене.

Для стратиграфической ориентировки в плейстоценовых образованиях можно использовать слои лёсса. Вследствие местного выклинивания промежуточного песка, второй лёссовый слой, находящийся под сыпучим песком, может становиться единым. Продвигаясь к востоку этот слой песка принимает все более речный характер. Песок, находящийся под лёссовым горизонтом № II, имеет характер сыпучего песка. Что касается изменения его характера, можно сказать то же, как в связи с песчаным горизонтом № II. Лёссовый горизонт № III является наиболее мощным лёссовым горизонтом западной части. Под ним находится наиболее распространенный и самый мощный песчаный горизонт всей свиты, имеющий в своей верхней части характер сыпучего песка. В западной части кряжа можно различать лёссовые горизонты №№ IV, V и VI, вместе с промежуточными песчаными горизонтами.

Вышеприведенное расчленение можно произвести только в западной части кряжа, продвигаясь к востоку свита все более принимает характер водного происхождения. Лёссовые горизонты западной части принимают илистый характер, а сыпучие пески становятся речными и поэтому расчленение особенно нижних горизонтов не может быть произведено.

Вследствие их синевато-серой окраски, более глуболежащие слои лёсса раньше не считались лёссом. Их настоящая окраска является вторичной, следствием редукционных процессов, происходящих под уровнем грунтовой воды. Однако их гранулометрический состав обнаруживает, что они являются лёссом.

Плейстоценовый возраст сыпучего песка на территории кряжа определим только на тех местах, где он появляется из-под лёссовой поверхности. Однако на значительной территории он присутствует и над верхним лёссовым горизонтом, таким образом плейстоценовый песок в голоценовое время пришел в движение и был обдут на лёссовую поверхность. На основании пыльцевых анализов временем движения сыпучего песка является фаза орешника. Между верхним лёссом и сыпучим песком в некоторых местах находится эрозионная поверхность, время происхождения которой можно поставить в фазу сосны и берёзы. В этот период следует поставить и врезания Дуная. В долинах Дуная и Тиссы существует древне-голоценовая терраса.

В низинах кряжа встречаются известковый ил, песчаный известковый ил и луговой известняк. Выщелоченный осадочными водами карбонат с более высоких мест сносятся вниз в низины стекущими водами, где он выделяется и обогащается. Самым молодым образованием, в впадинах которого еще образовался известковый ил, является сыпучий песок фазы орешника. Таким образом скопление их произошло с фазы орешника. На его поверхности находится сильно гумусовый, иногда торфянистый горизонт. Над этим последним часто и в значительном поверхностном распространении встречается покрововидный сыпучий песок, свидетельствующий о еще совсем новом обдутии песка. Сыпучий песок в многих местах находится в движении даже в настоящее время.

Западная окраина горизонтально залегающей на протяжении 50 км платформы с лёссовой свитой кряжа в пределах расстояния в 2 км погружается на 20 м. Согласно проведенным частым бурениям, слои параллельны с поверхностью, таким образом смещение продолжалось и в настоящее время поверхностный снос не мог поспевать с смещением. Согласно разрезам бурений в направлении к близкому геофизическому максимуму слои постепенно поднимаются.

A MECSEKHEGYSÉG ÉK-I SZEGÉLYÉNEK FÖLDTANI VÁZLATA

(XI., XII. sz. melléklettel)

Írta: ifj. NOSZKY JENŐ

Rétegtani felépítés

Az Óbánya, Püspöknádasd, Hidas, Kismányok, Nagymányok, Váralja és Máza határába eső területen az alábbi képződmények figyelhetők meg: Jelenkori lejtőtörmelék, patakhordalék és a bányahányók anyaga.

A váraljai Cseroldal alatti völgy K-i oldalában, a középső-líász kibukkanás melletti kis forrás alatt, Ó- és Újbánya között a strandfürdő előtt, a kertekben fakadó két forrás környékén jelenleg is képződik mésztufa.

Pleisztocén. A térképezett terület legnagyobb részét lösz borítja. Vastagsága Kismányok- és Hidastól K-re 20—30 m-nél is nagyobb; átlagban 10—12 m. Mélyebb-féleségei agyagosabbak, zöldes árnyalatúak, tömöttebbek, szívósabbak. Ahol a feltárások nem elég mélyek és folytonosak, s a jellemző löszcsigák hiányoznak vagy ritkák, az agyagos lösz-szintek hovatarozása nehezen dönthető el. A pleisztocén rétegsor legalján sok löszhabát tartalmazó, vöröses, agyagosabb löszfajta helyezkedik el. Ezenkívül a rétegsor magasabb részében is szerepel 3—5 vörösayagos sáv, ami gyakori klímaváltozásra utal. A két legfelsőbb vörösayagos sávval kapcsolatban ősemleri tűzhelymaradványok (faszén) ismerhetők fel Hidas és Nagymányok körül. A hosszú szárazság alatt a lösz alja volt az egyetlen képződmény, amelyből — erősen csapant vízhozammal ugyan — források fakadtak. A lösszel fedett területeken alig volt aszálykár, a helvétai szárazföldi rétegek területén ellenben jóformán minden kiszült.

Pannóniai rétegek. A lösz alól a felsőbb-pannóniai homokos képződmények a nagymányoki bányavölgytől K-re, a Juhászhegy É-i lejtőjén Kismányokig, a fővölgy talpa közelében összefüggő területen bukkannak elő. A homokosabb képződménycsoportba bevágódó árkokban a pannon mélyebb, agyagos-homokos, helyenként kavicsos, limonitos kötőanyagú, kövületes szintjei is megjelennek. Ahol a mezozói alaphegységre közvetlenül telepszik e rétegcsoport, ott leginkább a limonitos kötőanyagú réteg jelzi a pannon jelenlétét.

Mind a «mélyebb», mind a «magasabb» pannóniai rétegek a *Congerina balatonica*, illetve a *Prosodacna vutskitsi* szintjébe tartoznak.

A pannóniai rétegek összvastagsága átlagban 30—40, ritkábban 80—100 m. Nagyobb vastagságú és teljesebb sorozatukat a területtől É felé a peremzónán túl, a Völgységi-patak területén várhatjuk. Itt a máza—

szászvári I. és II. sz. vízkutató fúrás 658 m terepszint alatti mélységben sem érte el a pannóniai rétegcsoport alsó határát.

A pannóniai rétegek és fekvőjük között itt hiányzanak a szarmata képződmények, pedig az utóbbiak aránylag nem messzire, Hidastól D-re, a tervezett lejtőszakna környékén a külszínen is előbukkannak. A fúrások szerint a bonyhádi állomás felé haladva, vastagságuk erősen növekszik. A hidasi XXI. sz. fúrásból előkerült fauna összetétele az erdélyi Rézhegység (Munții-Rez) szarmata kövülettársaságára emlékeztet.

A tortónai rétegösszlet elegyészvi és szárazföldi barnaköszéntartalmú rétegei is hiányoznak a felvett területről. Csupán a tortónai emelet mélyebb része, a lajtmészko közbetelepülésekkel jellemzett, kavicsos-konglomerátumos rétegcsoport bukkan elő néhány foltban. Legnagyobb, ráchegyi feltárása vető mentén kiemelkedő meredek falban, 800 m hosszúságban követhető a hidasi szőlőkben. Ma már akáccal beültetett fejtésének tömöttebb mészkőpadjait egykor építkezési célokra fejtették. A lajtmészko arasznyi vastagságú rétegei apró *Pecten*-féleségekből alakultak ki, másutt *Ostrea*k alkotnak hasonló padokat. A ráchegyi feltárás anyagától a Rabenschwanztelep mögötti hegyoldalé eltér. Itt főleg lazább és kötöttebb, kavicsos konglomerátumok, triász mészkő- és dolomiteredetű, elporló padok váltakoznak sárga, kövületekben gazdag, lazább homokpadokkal. A két feltárás közt — két kisebb foltban — a lajtmészkonak csak a törmeléke került a felszínre. (Az egyik folt a távvezetéktől K-re, a szőlők között, a másik a távvezetéktől Ny-ra, az Öregpatak fordulójában a malom mellett van.) A Ráchegy és Püspöknádasd közt is van még néhány apró előfordulása e rétegcsoportnak. A magyarhidasi Perkóctető É-i lejtőjén előbukkanó feltárások egyikén (a XI. sz. hidasi fúrás közelében) lajtmészkovet láthatunk. A másik, nagyobb folton uralkodólag konglomerátumok vannak. A ϕ 243 alatti, DDNy-nak irányuló árok torkolata közelében, a medertalpon és a szőlők alján lágyabb mészkőféleségek és kevésbé nagyszemű konglomerátumok bukkannak fel-színre. Az utóbbi hely rétegei lankás dőlésűek; néhány lépésre a völgyön fölfelé már meredekdőlésű helvétii kongériás mészkő és kavicsos-homokos rétegek vannak, szomszédságukban pannóniai homokok közbeiktatódásával.

E jellegzetesen partszegélyi rétegcsoportban a durva és finomabb üledékek szaporán váltják egymást. Innen van, hogy jóformán minden előbukkanás más-más jellegű; kövületek és jó feltárások nélkül egyik-másik rétegük könnyen összetéveszthető a mélyebb miocén rétegekkel.

A helvétii szárazföldi, illetve édesvízi üledékek és a tortónai lajtmészko elhatárolását, a külszíni feltárások sehol sem teszik lehetővé. Minden előfordulásban szerkezetileg érintkeznek a lajtmészkoval. A lajtmészko-csoport alatt olyan képződmény is feltételezhető, amit a felszínről még nem ismerünk. A fúrási szelvények u. i. a felszíni megfigyelések alapján legfiatalabbnak tekinthető halpikkelyes helvétii rétegek jelenlétét sehol sem jelzik. Ezek szürkés és sárgás agyagokból álló rétegei jellemző, gömbhéjszerű elválásúak. Igen gyakoriak bennük egy halfaj jellemző pikkelyei, nem ritkák csigolyái és úszótüskéi sem. A vezérkövületszámba menő halpikkelyeket már PETERS is említi. A halpikkelyes rétegekkel kapcsolatban vékonyabb-vastagabb barnaköszénzsinórok jóformán mindenütt feltűnnek. VADÁSZ szerint

a helvéti köszénkutató ezen a vidéken e rétegcsoportra szorítkozott. A halpikkelyes csoporthoz tartoznak azok a lemezes, sávos közbetelepülések is, amelyek az igen finomszemű, vízbe hullott tufák és az agyagos részek szapora váltakozása révén alakultak ki. Egy-egy tuffit-közbetelepülés ugyan nagyobb vastagságú, rendszeren azonban csak néhány cm, ritkán 1—2 dm. A tuffitok legtöbbször bentonit-, illetve kövelőszerűvé alakultak át. Színük a kénsárgától a barnán, zöldön, szürkén át a kékig és fehérig változik, aszerint, vannak-e a közelükben növényi közbetelepülések. Nagy változatosságuk miatt nem jó vezetősínek.

A kongériás mészkő rétegtani helyzete rossz feltárása miatt nem állapítható meg pontosabban. Csak annyi bizonyos, hogy az előbb tárgyalt, agyagos szintek fekvőjében van. Üde állapotban mézsárga színű, mállottabb felületén aprótermetű *Congeriák* (*C. böckhi* WENZ) egymásra préselődött héjtömege látszik. Előbukkanási helyét hamuszerű, sárga vagy fehér, könnyű mészliszt jelzi, amelyben a mállás előrehaladottsága miatt a kongéria-héjak szerkezete már nem ismerhető fel.

Dacittufák. Láttuk, hogy néhány vékony tufaréteg az agyagos szintekhez is kapcsolódik. Ezenkívül egy fehér vagy világos zöldesszínű, néhány dm vastagságú dacittufaszórás finomszemű, puha anyagát is több helyen sikerült megtalálnom. Anyaga erősen elüt azoktól a durvább szemű, kemény tufáktól, amik legtöbbször durva kavics kíséretében az alaphegység peremén, illetve az É-i köszénvonulat feltolódási sávja közelében nagyobb vastagságban bukkannak elő. Ez utóbbiakat a váraljai dacittufafejtőben és a Magyarhidas melletti, háromágú oldalárok K-i ágában találni meg. Utóbbi feltárásának anyaga mállottabb, lazább.

Az eddigi leírások főleg ezeket a világosszínű tufákat említették meg, jól felismerhető voltuk miatt. Pedig a vulkánosságnak még igen sok színes, homokszerű, esetleg agyagosnak tetsző, ennél fogva nehezen felismerhető tufaféleség is tanúbizonysága, a homokosabb, mélyebb helvéti rétegcsoportban.

A helvéti emelet eddig felsorolt képződményeinél idősebb rétegek szintekre szétválasztása meglehetősen mesterkélt. A rétegek u. i. legtöbbször kiékelődő lencsék vagy szétágazó közbetelepülések, amelyek legfeljebb annyiban térnek el a felettük vagy alattuk lévő, azonos összetételű rétegektől, hogy kötöttebbek vagy lazábbak. Jóformán minden árok rétegsora más és más; így a külsőleg azonosnak tetsző réteget azonosítani nem lehet. Sok agyagosabb réteg anyaga vulkáni eredetű s áthalmozásuk közben keveredett kavicsos, homokos anyag is hozzájuk. A terület gyér feltárásaival nem eléggé alkalmas a mélyebb helvéti rétegek pontosabb szintezésére; a távolabbi területek megismerése nélkül beosztásuk csak kísérletnek tekinthető.

A *mélyebb helvéti rétegsor legmagasabb tagjának*, a rendszeren sárgaszínű, ritkábban zöld vagy szürke, homokos, kavicsos rétegcsoportot tekinthetjük. A lösz alatt a meredekebb lejtőkön, a mélyutakban, a meredekfalú horhosok oldalában rendszerint ennek a rétegcsoportnak borsó-diónyi kavicsait találjuk. Ökolnyi vagy nagyobb kavicszemek elég ritkák. A meszes kötőanyagú, sárga vagy szürke, 1—2 dm vastagságú kötött konglomerátumpadok közt szürke, agyagos lencsék is akadnak, amelyekben főleg vékonyhéjú *Ostracodák* halmozódtak föl. A szürke agyagban növénymaradványok,

főleg levéllenymatok találhatók. A homokosabb, kavicsosabb padok *Unio*k, *Congeriák*, *Melaniák* összenyomott héjtöredékeit nagyobb tömegben tartalmazza itt-ott. A kövületes fészkeket azonban azonosítani nemigen lehet. Legfeljebb annyiban van jelentőségük, hogy a mélyebb szintekből még ezek is hiányoznak.

Kétségtelenül mélyebb szintet képviselnek a *zöld vagy kék agyagos, homokos, tufás rétegek*. Ezekből a kavicsközbetelepülések teljesen hiányoznak, legfeljebb színes kristálytufa-beágyazásokat tartalmaznak. Csupán néhány szivacstűt lehetett kiiszapolni belőlük.

A zöld rétegösszlet alatti *vöröses, lilásszínű csoport* már nem annyira egységes összetételű, mint az előbbi, mert gyakran zöld, sárga vagy szürke, finomabb-durvább kavicsos, homokos közbetelepülések szakítják meg a vörösszínű vezetőréteget.

Durva konglomerátum. Az alaphegység peremén, ahol közvetlen rátelepülésben ismerjük a miocénnél idősebb rétegtagokat, a konglomerátumban m^3 -nyi fehér mészkő, pirosas vagy szürke gránittömbök is jelentkeznek. VADÁSZ szerint Ny-abbra több m^3 -es tömbök is akadnak, ezért ott feltűnőbb a különbségük a magasabb kavicsos, homokos szintekhez képest.

A mezozói képződmények közül a *kréta időszaki (hauterivi) trachidoleritféleségek* a legfiatalabbak. Rendesen a liász képződményeket törik át. Érintkezési hatást inkább csak telepteléreik idéztek elő.

Alsó-dogger márgák. Az aaleni alemelet szürke lemezes, palás, kissé homokos márgarétegeit Óbánya Ny-i végén, a legutolsó malom utáni mélyút bevágásának kövületes padjai tárják fel. Az erősen kihengerelt kövületeket (*Rhynchonella*, *Phylloceras*, *Lytoceras*, *Pleydellia*, *Cylindroleuthis*) közelebb-ről meghatározni nemigen lehet. A kövületes rétegek előbukkanása a VADÁSZ által megvont dogger — felső-liász határvonalat megerősíti.

Felső-liász márgák. Főleg sárgaszínű, a felszínen lágyabb, kissé homokos, csillámos féleségei a feltárások mélyén szürkesszínű, keményebb, padosabb féleségekbe mennek át, amelyek kövületek nélkül nemigen különíthetők el a dogger márgáktól. Óbánya Ny-i házsorától a sándorfai erdő gerince felé, a templom mögötti mélyútban, a temető alatt felhúzódó árokban, valamint azoktól K felé néhány kisebb feltárásban e felső-liász képződmények a legújabb időkben táruhlhattak fel, mivel VADÁSZ összefoglaló térképe még nem jelzi őket. A lösz és az igen vékony helvétai rétegfoszlányok alatt a sárga márgákban néhány *Belemnites*-töredéket, egy igen rosszmegtartású *Phyllocerast* s egy jól meghatározható *Hildoceras bifrons* BRUG. példányt találtam. A rétegsor iszapolási maradékából igen sok szivacstű, *Echinodermata*-tüske, meglehetősen sok *Ostracoda*-féleség került elő. Ezenkívül MAJZON *Dentalinákat*, *Cristellariákat*, *Bolivinákat* és *Ammodiscusokat* ismert fel. A felső-liász képződmények nagyobb mélységben történt leülepedését az iszapolási maradványokban lévő, elég gazdag *Radiolaria*-társaság bizonyítja. Hasonló sárga, puha márgákat találtam Püspöknádasdtól D-re, az új telep mögötti árkok Zengővárkony felé eső felső végén, közvetlenül a lösz alatt. Sajnos, iszapolásuk nem járt eredménnyel; így e sárga márgák a váraljai Cseroldal alatti völgy sárga márgáival is párhuzamosíthatók. Az óbányakörnyéki előbukkanások

kiegészítik a mecseki periklinális felső-liász rétegeinek látszólag megszakadó áthajlását.

A júra rétegtagok közül területemen a *középső-liász* képződményei legnagyobb elterjedésűek. Nagyvastagságú rétegsoruk igen változatos kőzet-féleségekből áll. Kövületben igen szegény képződmények s így a felső-liász aljától alig különíthetők el. Jó kövületlelőhelyük Óbánya és Nádasd közt a Rákmalom után, az ÉÉNy-nak haladó nyiladék mellett Ny-ra lévő szakadékos árokban van. Itt *Spiriferina* sp., *Rhynchonellina* sp., *Ostrea* sp., *Pecten* sp., *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Arnioceras* sp. és még néhány kistermetű *Belemnites* került elő a lemezes márgából. A váraljai kis előbukkanásban csak két *Belemnites*-t és egy *Arietites*-töredéket, a nádasdi árokban pedig csak néhány *Lima*-példányt gyűjtöttem. A rétegsorban néhány olyan pad is akad, amelyek fekete vagy szürke színűk és sarkos, dolomitos mállásuk miatt inkább a triász kagylómszékő-féleséghez hasonlítanak. Egyik fekete padjukban sűrűn hintett piriszemeket látni; itt egy régi kutatás hányója is megállapítható.

Az *alsó-liász tengeri rétegcsoport* szürke márgái a felvett területen három helyen bukkannak külszínre: a váraljai Cseroldal és Középhegy közötti árokban; a váraljai Farkasárok nagyhegyi szétágazása előtt, a harmadidőszaki rétegek határa mentén a patakmederben; a H. 9. és H. 5. sz. fúrások közti vonaltól K-re a magyarhidasi völgytalpon. A cseroldali feltárásból *Dentalina* sp.-ek, *Ammodiscus inferinus* STRICHEL, *Pentacrinusok*, *Terebratula punctata*, *Lima* sp., *Pecten* sp.-ek, *Nucula* sp., *Parehioceras* sp., néhány *Belemnites* sp. s *Ostracoda* sp. került elő. A farkasárki kibúvás egyik *Pecten*-faja az előbbi lelőhely egyik *Pecten*jéhez hasonlít.

A magyarhidasi liász-kibúvást sárga agyagos márgája alapján munka közben még helvétii képződménynek tartottam. Iszapolási maradványában azonban halpikkelyek helyett foraminiferákat találtam. A MAJZON felismerte *Plectofrondicularia* sp., *Nodosaria* sp.-k, *Annulina metensis* STERQUA, *Marginalina prima* D'ORB., *Rhizammia* sp. a liász alsó részére jellemzők. Lelelőhelyét mindenestre újra meg kellene vizsgálni.

Az *alsó-liász széntelepes csoport* csupán Nagymányok, Váralja és Máza környékén bújik felszínre. A nagymányoki bányavölgyben csak három egészen kicsi folton található. Jóval nagyobb a váraljai Középhegyen és környékén ismert előfordulása. Igaz, hogy itt a szálban álló kőzetet jóformán mindenütt elfedi az egykori bányák hányóanyaga, s csak a szélső trachidolerit-előbukkanások s néhány apró rögszerű kibúvás összevonása révén adódtak ki nagy foltjai. A mázai külszíni előbukkanások is igen kicsinyek. Széttagolásuk a külszíni feltárásokban nem lehetséges. Koromszerűen szétporló szénlencséiket aligha lehet a bányákban feltárt rétegekkel összehangba hozni.

A *középső-triász középső tagozatának* világosabb és sötétebb szürke, jól rétegzett mészkőpadjai a terület legidősebb képződményei. Inkább csak mesterséges feltárásokban kerülnek felszínre. (Igy a nagymányoki bányatelep környékén és Váralja cigánysori kőfejtőiben.) Az utóbbi lelőhely É-i részén, az első nagyobb kőfejtőnek egy 1,5 m vastagságú, vékony agyagos közbetelepülésekkel tagolt padja tele van kövületekkel. (*Spirigera trigonella*

SCHLOTH., néhány *Pentacrinus* sp., *Coenothyris vulgaris* SCHLOTH., *Aulacothyris* sp., *Rhynchonella* sp., *Myophoria* sp., *Lima* sp., *Nucula* sp. és *Myophoriopsis* sp.)

A triász kövületek nagyrészt eddig hányókon gyűjtötték. E kövületes pad dőlés szerint a fekvőben foglal helyet; fedője — a cigánysor utolsó házaival szemben, a völgy túlsó oldalán — világos, inkább dolomitosnak tetsző, kövületmentes rétegcsoport. A középső-triász csoport vékony márgaközbetelepülései miatt erősen gyüredezett.

A *helvét*i képződményfoltokat a térképmellékleten technikai okokból összevonva közöljük.

Hegységszerkezeti viszonyok

A nagyfokú fedettség miatt a terület hegységszerkezete alig ismerhető fel. A *helvét*i szárazföldi rétegcsoportokban elenyésző a mérhető dölések száma. A D-i szárny júra rétegsora nagyrészt a hegység középső része felé dől; a *helvét*i és tortón rétegek inkább ÉÉK felé hajlanak. A Kárász és Császa között uralkodó, közel K—Ny-i csapásirány itt kissé DK felé fordul. A gyúrt, pikkelyes szerkezet a külszíni feltárásokban ezen a területen elmosódik; inkább a hosszanti és harántvetők szembeötlőbbek.

A tortónai képződmények előbukkanása a Ráchegey, a Rabenschwanz, a Perkóctető és Magyarhidas környékén szerkezetileg erősen igénybevett övet jelent. Itt a rétegdölések rendkívül változók is. DDK—ÉÉNy-i irányú vetők mentén rögökre tagolódik a terület; ezért olyan változók az itt telepített kutatófúrások rétegszelvényei is. A triász alaphegység mélységének változásait sem lehet a vetőmenti leszakadások nélkül magyarázni. A Farkas- és Pusztáárok oldalvölgyei az említett szerkezeti iránnyal megegyező lefutásúak; ezek az irányok a triász köfajtók földiáklázis irányával is egybeesnek. A K—Ny-i főpikkelyeződési irányt a Pocsétás—Kövesd—Girantus és a velük azonos lefutású árkok követik. ÉÉK—DDNy-i irányú tektonikai vonalak — főleg Óbánya és Nádasd körül — a liászban jelentkeznek, de hatásukat a Pusztáárok, a hidasi Farkasárok hasonló irányú töréseiben, valamint a Perkóctető É-i oldalán lévő feltárásokban is fel lehet ismerni. Az a vonal, amit VADÁSZ a szászvári D-i területtől Püspöknádasd felé a középső-liász határával kijelölt, nem éles tektonikai határ. Úgy tűnik, hogy ezt a látszólag egyenes irányt — a *helvét*i rétegek lepusztulása mellett — az hozta létre, hogy a lösz alól előbukkanó *helvét*i kavicsfoszlányokat az összefoglaló általánosítás miatt el kellett hanyagolni. Valószínű azonban, hogy az alsó-liász kőszénfedő rétegcsoport a kavicsrétegek alatt nem nagy mélységben megvan: ennek bizonyítéka a váraljai farkasárki alsó-liász előbukkanás. A szászvári, D-i kis alsó-liász folt tehát nem lehet véletlen előbukkanás. Ezt a sávot valószínűleg harántvetők tagolják magasabb és mélyebb fekvésű részekre. A *helvét*i rétegek alatt az alaphegység általában ott lehet legközelebb, ahol a nagytömbös alapkonglomerátum a felszínen van.

A dacittufák hegységszerkezeti szerepét a felvett területen nem látom annyira határozottnak, mint azt VADÁSZ az egész hegység előfordulásainak

ismeretében kifejti. A felszíni kibukkanások és a fúrásokból ismert tufaszintek anyaga nem párhuzamosítható. Ennek az az oka, hogy sok tufaszórási szint van. Ezek azonban valószínűleg csak kiékelődő lencsék.

Rétegvastagságok

Eddigi ismereteink alapján a helvétí szárazföldi rétegsor nagy vastagságú. Átlagvastagságától nagy eltérések lehetnek, hiszen az általa kitöltött süllyedék legmélyebb részeinek átfúrását még meg sem kíséreltük. Könnyen lehet, hogy az eddigi vastagságok nem leülepedési rétegvastagságok, hanem felpikkelyeződés, váltós vetők hatásának következményei. A legalsó nagy tömbös konglomerátum vastagságát 80 m-re, a vörös, tufás-agyagos csoporttét 120 m-re, a zöld-zöldeskék tufás, agyagos csoporttét pedig 200 m-re becsülhetjük. Az aprókavicsos, homokos rétegcsoport vastagságát igen nehéz a súvadások és a lejtőkön való szétterülés miatt megállapítani, de az 300—350 m-nél többre nem tehető. A szürke-sárga, halpikkelyes, agyagos csoport közel 80 m-nek tekinthető. A durvaszemű dacittufa vastagságára területemen közelebbi adatot nem találtam. Véleményem szerint a hidasi IX. sz. fúrásban 267 m-ig biztosan, 323 m-ig pedig még valószínűleg tortónai rétegeket harántoltak, így a helvétí rétegek ottani nagy vastagságát ennyivel kellene csökkenteni. A hidasi XV. sz. fúrás rétegsora sem helvétí, hanem tortónai, de már a szénfekű üledékekhez sorolandó.

A helvétí barnaköszénelőbukkanások nem műrevalók, nagyobb kiterjedést nem mutatnak; csupán kiékelődő lencsék. Összetételük és vastagságuk nagyon változó, a legritkább esetben sem éri el az 1 m-t. Püspöknádasdon a zöldszínű, főleg *Planorbis*-okkal jellemzett, mocsári agyagréteg fölött 20 cm vastag, agyaggal átszőtt fekete kőszenes beagyazás következik. Ezen 40 cm vastag, tömött, kagylóstörésű, fényes, jobbminőségű barnaköszén, majd 10 cm fekete, leveles szénpala s azon 40—60 cm vastag, szürke-feketeszerű agyag települ. Az utóbbin 60 cm vastag, földes-fás szövetű barnaköszén-réteg, e fölött 30—40 cm zöldszínű tufaréteg van. A váraljai pocstásárki barnaköszén-réteg két osztatú: felső része 25, alsó része pedig 40 cm vastag. A váraljai farkasvölgyi, cigánytelepi előbukkanás barna kőszene már csak 30 cm. A többi kőszén-réteg inkább csak kőszénzsinór vagy uszadékfa.

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE LA BORDURE DE NE DE LA MONTAGNE MECSEK

Par J. NOSZKY jr.

Stratigraphie

Au terrain situé au territoire de Óbánya, Hidas, Kismányok, Nagymányok, Váralja et Máza, l'on peut observer les formations suivantes:

Pléistocène. La majeure partie du territoire est couverte de loess. Il a une épaisseur moyenne de 10 à 12 m.

Couches pannoniennes. De dessous le loess, les formations sableuses pannoniennes supérieures affleurent à l'E de la vallée de mine de Nagymányok, sur la pente septentrionale du Juhászhegy, jusqu'à Kismányok, dans un terrain cohérent, près du fond de la vallée principale. Dans le fossé profondément creusé, il apparaissent les horizons plus bas, fossilifères du Pannonien. Les formations pannoniennes, dont l'épaisseur atteint 30 à 40 m, au maximum 80 à 100 m. appartiennent à l'horizon à *Congeria balatonica* resp. *Prosodacna vutskitsi*.

Formations méditerranéennes supérieures. Dans le mur, les couches sarmatiennes de Hidas et celles tortoniennes d'eau saumâtre à houille brune manquent. A mon territoire, l'on ne connaît que les formations tortoniennes plus basses, conglomératiques, caillouteuses, bigarrées par d'intercalation du Leithakalk, en quelques taches. Dans toutes les occurrences, les sédiments terrestres et d'eau douce de l'Helvétien sont en contact tectonique avec la Leithakalk. L'Helvétien est représenté par des argiles jaunes, grises de cassure d'écailles de poisson ou de globules. Dans les couches à écailles de poisson, les intercalations à bandes de houille, à tuffite, à benthonite sont très fréquentes. Dans le mur des couches argileuses, il gît au calcaire à *Congeria böckhi* Wenz.

Tuf dacitique. En dehors des intercalations tuffeuses des formations argileuses, il y a plusieurs espèces du tuf, semblables au sable, peut-être argileuses, difficilement reconnaissables, sous la série inférieure de l'Helvétien.

Les formations de l'étagé Helvétien plus anciennes que les formations helvétiques mentionnées ne peuvent pas être divisées en horizons, à cause de leur gicement à lentilles, ramifié. Les affleurements rares rendent encore plus difficiles ces efforts.

Le membre le plus jeune de la série inférieure de l'Helvétien est le groupe caillouteux sableux, gris ou d'un vert jaunâtre (à *Unio*, *Melania*, *Congeria*).

C'est un horizon plus bas que représentent les couches tuffeuses, sableuses d'un bleu verdâtre. Au-dessous de celles-ci, il gisent des couches rouges, violettes. L'inférieur membre de l'Helvétien est le conglomérat grossier qui gît immédiatement sur le socle.

C'est au Crétacé que se sont formées les espèces de trachydolérite qui traversent les formations loessiques.

Jurassique moyen. Au bout occidental de Óbánya, nous connaissons des marnes du Dogger inférieur qui contiennent des fossiles de *Rhynchonella*, *Philoceras*, *Lytoceras*, précisément indéterminables. La limite du Liassique et du Dogger est tracée par l'apparition des couches fossilifères.

Jurassique inférieur. Sa zone est d'une évolution pétrographique identique aux marnes du Dogger, mais le Liassique supérieur y est représenté par un groupe qui contient des *Hildoceras binfrons*-Brug, *Belemnites* et les Foraminifères et Radiolaires énumérées.

Liassique moyen. Ses formations sont les plus répandues. Il est difficile de le distinguer de la partie inférieure du Liassique supérieur parce qu'il est très pauvre en fossiles. Son âge est prouvé par les fossiles recueillis dans le secteur entre Óbánya et Nádásd.

Liassique inférieur. A mon territoire, les marnes grises qui affleurent à trois endroits, appartiennent au groupe des formations marines du Liassique inférieur, en vertu des fossiles énumérés.

Le groupe à laies de houille du *Liassique inférieur* affleure dans les environs de Nagymányok, Váralja et Máza.

Formations *Triasiques moyennes*: les calcaires fossilifères d'un gris clair et foncé, bien stratifiés et les marnes plissés.

Conditions tectoniques

La tectonique est peu reconnaissable car elle est très couverte. A ce territoire, la structure plissée, écaillée s'efface; ce sont plutôt les faille longitudinales et obliques qui sont caractéristiques.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК СЕВЕРОВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ГОР МЕЧЕК

Енё Носки мл.

Стратиграфическое строение. На территории, распространяющейся в районах дд. Обанья, Пюшпёкнадашд, Гидаш, Кишманьёк, Надьманьёк, Варалья и Маза, обнаруживаются следующие образования:

Плейстоцен. Преобладающая часть территории покрыта лёссом. Средняя мощность его равна 10—12 м.

Паннонские слои. Верхне-паннонские песчаные образования выступают из-под лёсса на дневную поверхность на восток от долины надьманьёкского рудника, на северном склоне горы Юхасхель до д. Кишманьёк, а вблизи подножья главной долины на связанной территории. В глубоко врежущихся рвах более глубокие горизонты пана, содержащие окаменелости, тоже появляются. Паннонские образования мощности в 30—40, а максимально в 80—100 м, относятся к горизонтам *Congerina balatonica* и *Prosodacna vutskitsi*.

Верхне-средиземноморские образования. В подстилке сарматские и тортонские смешанноводные слои, как и слои, содержащие бурый уголь, отсутствуют. На моей территории известны только более глубокие, гравийные и конгломератовые образования, пестренные прослойками известняка Лейта, появляющиеся в нескольких пятнах. Гельветские пресноводные и террестрические осадки в всех месторождениях тектонически соприкасаются с известняком Лейта. Гельветский ярус представлен серыми и желтыми глинами шаровой отдельности, содержащими чешуи рыб. В этих чешуе-содержащих слоях шнуры каменного угля, как и туффитовые и бентонитовые прослои являются частыми. В подстилке глинистых слоев залегает известняк, содержащий *Congerina böckhi* Wenz.

Дацитовый туф. Кроме туфовых прослоек глинистых образований в более глубокой гельветской свите находится большое число песчаных, может быть глинистых, трудно распознаваемых разновидностей туфа.

Гельветские образования, старшие упомянутых до сих пор образований гельветского яруса, вследствие их чешуйчатого, разветвляющегося залегания не могут быть разделены на горизонты. Редкие вскрытия даже препятствуют этому старанию.

Самым молодым членом более глубокой гельветской свиты является желтовато-зеленая и серая, песчаная, гравелистая группа (с *Unio*, *Melania*, *Congeria*).

Зеленовато-синие песчаные и туфовые слои представляют горизонт глубже предыдущего. Под ними залегают красные, лиловые слои. Глубочайшим гельветским членом является грубый конгломерат, отложившийся непосредственно на основные горы.

В меловом периоде образовались разновидности трахидолерита, прорывающиеся через лейасовые образования.

Средняя юра. На западной окраине д. Обанья известны нижнедоггерские мергели, содержащие *Rhynchonella*, *Philoceras*, *Lytoceras* и т. д., как и подробно неопределяемые окаменелости. Граница между лейасом и доггером отмечена появлением слоев, содержащих окаменелости.

Нижняя юра. Полоса ее имеет идентичное с доггерскими мергелями литологическое развитие, но верхний лейас представлен группой слоев, содержащих *Hildoceras bifrons* Brug., белемниты, как и перечисленные в венгерском тексте фораминиферы и радиоларии.

Самыми распространенными являются образования среднего лейаса. Вследствие их бедности окаменелостями отделять их от подошвы верхнего лейаса трудно. Возраст этих образований подтверждается окаменелостями, собранными на участке между дд. Обанья и Надашд.

На основании перечисленных окаменелостей, к группе нижне-лейасовых морских образований относятся серые мергели, выступающие на трех местах моей территории на дневную поверхность.

Нижне-лейасовая группа с залежами угля выходит на дневную поверхность в окрестностях дд. Надманьёк, Варалья и Маза.

Средне-триасовыми образованиями являются: светло- и более темно-серые, хорошо напластованные известняки, содержащие окаменелости, как и складчатые мергели.

Тектонические условия. Из-за значительной покрытости тектоника едва-ли познаваема. Складчатая, чешуйчатая структура на этой территории изглаживается, более всего характеристичными являются продольные и поперечные сбросы.

BÁNYAFÖLDTANI FELVÉTEL GYÖNGYÖSOROSZIN

(XIII. sz. melléklettel)

Írta: PANTÓ GÁBOR

A terület felépítése

A gyöngyösoroszi ércutatás közelebbi és távolabbi környékét piroxénandezit rétegvulkáni képződmények építik fel. Jellegzetes kőzetképződményeknek csak a lávatesteket tekinthetjük, ezek alkalmasak pontosabb kőzet-tani vizsgálatra. Pontos térképezésük olykor lehetetlen, s gyakran inkább morfológiára, mint természetes feltárásokra alapozott. A nagy lávatestek közötti részeket, melyeket többnyire vastag nyiroktakaró borít, minden bizonnyal agglomerátum építi fel. Egy-egy jobb feltárásból látszik ugyan, hogy néhány m-es lávatestek az agglomerátumban többfelé előfordulnak, azonban ezek továbbkövetésére és térképezésére gondolni sem lehetett.

Tömegüket és gyakoriságukat tekintve a lávaárak a legelterjedtebbek, ezek szabják meg a hegység domborzatát, tagoltságát. Kisebb szerepük van a függőleges lávaáttöréseknek, bár tulajdonképpen hosszabb kőzettelért nem találunk, inkább csak lencsés vagy szabálytalan körvonalú lávatesteket.

A gyöngyösoroszi bányászat közvetlen környezetében, a térképezett terület magvában a Mátra uralkodó, mondhatni egyhangú andezittípusától eltérő kőzetfajtákat találunk. Nem csupán különböző hidrotermális kőzet-elváltozások hozták létre ezt az eltérést, hiszen a hidrotermális bontás hegységsszerte a mátrai piroxénandeziten is elterjedt. Az ércteléreket magukba záró kőzetfajták közös vonása a kiegyensúlyozatlanság, változékonyság, autometamorfózis. Zárványok gyakorisága, átalakult, körülnőtt, színes elegyrészek mind arra utalnak, hogy a kőzetfajták képződése megszakított volt, s hogy a jelenlegi ásványtársulás részben előbb kivált elegyrészek — esetleg idősebb kőzet — felemésztésével alakult ki.

Nem lehet véletlen, hogy az eddig hasznosíthatónak ismert telérek éppen ennek a zárványos andezitnek egy kis szigetén fordulnak elő és nem a Mátra piroxénandezit területén, amely kőzetfajtához kötve a Kárpát-medencében jelentősebb ércesedést sehol nem találunk.

Kőzettípusok jellemzése

1. *Biotitos hiperszténandezit.* Mindössze két lávaárszerű képződmény-folt jelöli ennek az andezitfajtának az elterjedését a Cserpeshegy DNY-i lejtőjén. A felszínen csak erősen bontott, mállott kőzetanyag gyűjthető. Táblás elválású, közepes szemnagyságú kőzet, nagyobb hipersztén és apróbb

földpát beágyazásokkal, sajátos lilaszínű alapanyaggal. A mikroszkópi képen feltűnően sok az alapanyag, mely üvegtelenedett és eltérő irányított-ságú mezőkre osztott. Elszórtan tartalmaz nagyobb földpát-mikroliteket. Beágyazások között legkülönösebbek a fellazult, bontott biotitfoszlányok, amelyeket leggyakrabban a lemezekkel párhuzamosan hipersztén nő körül. A plagioklász beágyazások kb. oligoklász összetételűek.

2. *Zárványos andezitek.* Ezen a néven szövet és megjelenés tekintetében annyira különböző közettípusokat jelöltem, hogy jellemzésüket is felosztva kell megadnom. Az egyes típusok összefüggése egyelőre csak megjelenési formáik, szövetük és ásványos összetételük átnézetes vizsgálata alapján vázolható. A folyamatban lévő közetelemzések leszármazásukat közet-kémiai oldalról jobban meg fogják világítani.

a) Színes beágyazás nélküli világos andezitváltozatok. A Szomor-patakban jelölt andezitfolt DK-i vége makroszkóposan közetüvegnek látszó, világos zöldes-szürkés, kagylós törésű, olykor tompán fénylő kőzetből áll. Helyenként rétegeességre emlékeztető halvány, párhuzamos csíkozottság figyelhető meg, máshol a csíkok szabálytalan örvénylő rajzot adnak ki.

Mikroszkóppal vizsgálva, a kőzet egészen finom mikrolitekkal hintett alapanyagban folyás-irányokban rendezett apró földpátlécek tömegéből áll. A csíkozottság oka a földpátlécek nagyságának, az alapanyaghoz való arányának és az alapanyag zavarosságának változása 1—2 mm-es sávonként. Egy-egy nagyobb földpátbeágyazás csak némelyik csiszolatban akad, ezek torlódást okoznak az apró földpátlécek elrendeződésében, és a csíkokat is eltérítik egyenes lefutásuktól. Színes elegyrészek nyomát se találjuk a meghatározható nagyságú kristályok között, így legfeljebb az alapanyag egészen apró mikrolitjei között gyaníthatók. Ércszem az alapanyagban alig látható.

b) Szórványos színes beágyazást tartalmazó sötét andezit-változatok. A Szomor-patak felső szakaszán, a Malombércen, a Csatornáson, Bikkszálon és a Kartalvölgyben ugyancsak kiegyensúlyozatlan, makroszkóposan üvegesnek látszó sötét színű kőzet kibúvásiai figyelhetők meg. A kőzet többnyire kagylós, szilánkos törésű, szabálytalanul erezett és foltos, színe fekete, zöldes, lilás, rózsaszínű és kékes árnyalatokban váltakozik. Helyenként — ugyancsak kisebb, szabálytalan erek-foltok alakjában — szabad szemmel is látható beágyazásokat tartalmazó kőzet jelenik meg.

A kőzet vékony-csiszolatai igen változatos képet nyújtanak. Vannak olyanok, melyekben a kőzet jellegét az előbb ismertetett fajta-hoz hasonlóan folyási irányokban elrendeződő apró földpátlécek adják, valamivel sötétebb, több mikrolitet, köztük ércet is tartalmazó alapanyagban és ezekhez csak elvétele járul egy-egy, a földpátlécekkel egyenlő nagyságú augit-szem. Átmeneti típusokat lehet megfigyelni ettől a típustól a tulajdonképpeni piroxén-andezitek felé, melyekben az egyenletes, néhány mikronos szemnagyságtól az egyes ásványszemek mérete 0,1—2,0 mm nagyságrendig tolódik el. A gyakoribb, zónás plagioklász beágyazások mellett mind sűrűbben jelennek meg a színes elegyrészek nagyobb szemei. Köztük mindig megtaláljuk a nyomát egy átalakult, elbontott, újraoldott idősebb generációnak, melynek tagjai

főleg hipersztének, ritkán amfibólok. Ezeket gyakran ép, üde augit kérgezi be, ill. szorítja ki.

c) Aprószemű, zárványos piroxénandezit. A mátrai piroxénandezit szegélyfáciesének tekinthető, melynek kristályosodását éppen az előbbi két, korábban kialakult kőzetfajtaival való érintkezés és azokkal való kölcsönhatás zavarta meg. Kibúvásait (Szomorpaták, Bikkszél, Kartalvölgy) és feltárásait (altáró) jellemzi, hogy lépten-nyomon találunk benne apróbb-nagyobb, elmosódó határú, tehát részben beolvasztott zárványt, az üvegesnek látszó előbbi kőzetfajtákból. Zárványmentes részei lényegesen nem különböznek a mátrai andezittől, szabad szemmel legfeljebb a beágyazások valamivel kisebb mérete és az alapanyag valamivel világosabb szürke színe alapján lehet megkülönböztetést tenni. Ritkaságként ép biotit-pikkelyeket figyeltem meg az altáróból kikerülő kőzetanyagban.

Mikroszkóp alatt sem lehet pontos elhatároló vonást találni, a beágyazások közepes nagyságúak és az alapanyag csaknem egészében sűrűn álló, folyási irányokban rendeződő földpátlécek tömegéből áll. Színes elegyrészek: hipersztén vagy augit, vagy mind a kettő együtt. A hipersztén-szemek csaknem kivétel nélkül autometamorfózis révén átalakultak, gyakran veszi körül őket a mindig ép augit azonos irányítottságú köpenye. A plagioklászbeágyazások andezin-oligoklász összetételűek, zónások, gyakran igen sűrű zárványkoszorúsak. A kőzet zavart fejlődésmenetét szövete is számos helyen bizonyítja — a darabokra tört ép földpátszemek, melyeket zavartalan alapanyag vesz körül, teljes megszilárdulás előtti mozgásokra utalnak.

3. *Mátrai piroxénandezit.* A hegység legelterjedtebb andezittípusa, melynek kifejlődései tekintetében MAURITZ monografikus leírása teljes képet nyújt. Ebbe a képbe a Gyöngyösoroszi környékén megvizsgált hipersztén-, augit- és hiperszténaugit-andezitek teljesen beleillenek. Az egyes típusok olyan kis távolságon belül is annyira szeszélyesen változnak, hogy azokat térképen szétválasztani nem volt lehetséges.

4. *Idősebb, bontott andezitagglomerátum.* A gyöngyösoroszi érctelések közvetlen környezete — a «zárványos andezit fajták» kibúvási alapján körülhatárolt terület — különösen szegény természetes feltárásokban. Mindössze néhány andezitfoltot sikerült a felszíni térképezés alapján kijelölni, a terület többi részén vastag nyirokkal takart lejtőkön vagy hordalékkal feltöltött völgyekben a kőzettani térképezés nem vihető keresztül. A hegység felépítése alapján legindokoltabb a lávafoltok között agglomerátumot feltételeznünk. Mindamellettt biztosra vehetjük, hogy az agglomerátumban még sok kisebb lávatest van, melynek nyoma a felszínen nem látható. Ezt, a hegység főtömegénél feltehetően valamivel idősebb, a zárványos andezitekhez tartozó agglomerátumot csak a bánya feltárásaiból ismerjük. Jellemző vonás — összetételben vagy szerkezetben — nem árulja el, hogy valóban a zárványos andezit lepelképződménye, erre csupán helyzete és erősebb átalakulása utal. A bányafeltárások szerint a lepelképződményben durva agglomerátumtól hamutufáig minden átmenet megtalálható, igen változatos szöveti kifejlődésben.

5. *Mátrai piroxénandezit-agglomerátum.* Tömegét tekintve a hegység legjelentősebb képződménye. A lávaárak és áttörések között tekintélyes

területet borít, közvetlen megismerésére azonban Gyöngyösoroszi környékén kevés feltárás szolgál — jóval kevesebb, mint a Mátra É-i oldalán. Általában durva agglomerátum változó nagyságú bombákkal, tufaanyaga nagy területeken kaolinosan bontott. A lávaáraktól távolos részekben heverő, gyakran többmázsás andezittömböket legnagyobbbrészt kimállott bombáknak tekintetjük.

Hidrotermális kőzetelváltozások

Kísérletképpen a tárgyalás menetében különválasztom a meddő és ércesedéssel kapcsolatos kőzetelváltozásokat. Eddigi vizsgálatok nem szolgáltatottak elég adatot ahhoz, hogy biztosan el lehessen választani a kétféle átalakulást. Nincs kizárva az sem, hogy az átalakító hatások területe fedi egymást, azonban az ércesedés megjelenésével való térbeli kapcsolat és az átalakulási termékek szabad szemmel megfigyelhető különbözősége alapján a szétválasztás hozzávetőleg keresztülvihető.

1. Meddő hidrotermális kőzetelváltozások

a) «Kaolinos» kőzetátalakulások. A Mátra egész területén igen gyakori jelenség, hogy az andezit, vagy agglomerátum többé-kevésbé kifakult, laza kőzetanyaggá bomlik szét. A csiszolatban megvizsgált típusok színes elegyrészeinek helyét kloritos vagy vasoxidos folt jelöli, a földpátok helyén pedig agyagásványt vagy helyenként szericitet találunk. Az átalakulás repedések mentén halad előre és hatása különböző szélességű sávban érvényesült. Egyes helyeken csak a néhány cm-es hasadékköltés kaolinosodott, máshol mélyen átalakította a repedés falát, vagy repedéshálózatból kiindulva, a hálózat «szemeit» már majdnem teljesen elbontotta, s annak közepében találunk egy lekerekedett, héjjas elválású, meglepően ép magot az eredeti kőzetből. Helyenként az átalakulás az egész kőzettömeget megemésztette, s ma el sem dönthető, hogy láva vagy agglomerátum volt-e a kiindulási anyag. Ilyen erősen elkaolinosodott részek a Bányabérc felső része és a Nagy völgy-patak völgyfője, a Bányapatak felső szakasza és völgyfője, a Nagyhenec, Felsőhenec és Cserepeshegy D-i, illetve DK-i lejtője.

b) Kovásodás legtöbbször a kaolinos bontás magvában jelenik meg, így a Bányabércen és a Jegykőpatak mentén. Többnyire lyukacsos, kilúgzott a kovásodott kőzet, az andezit szövetét csak némelyik őrizte meg.

A két utóbbi kőzetelváltozás a részletesen térképezett területen kívül jóval nagyobb elterjedésű (Monostorpatak, Nagylipót), mint az ércesedés közelében. Megjelenésük eddigi ismereteink szerint az ércesedéssel nem áll kapcsolatban, így indokoltnak látszik ezeket az átalakulásokat egy független «meddő» fázisnak tulajdonítanunk.

2. Ércesedéssel kapcsolatos kőzetelváltozások

Ezek az elváltozások az érctelérek közvetlen környezetében, a «zárványos» andezit elterjedési területén lépnek fel, és az ércképződéssel való kapcsolatukra a térbeli összeesésen kívül ásványos összetételük is utal.

a) Zöldkövesedés. Jellegzetes zöldkövesedést a Mátrában kevés helyen

találunk. Ahol megfigyelhető, általában nem a piroxénandezit területére esik. Gyöngyösorosi környékén zöldkövesedést kizárólag a zárványos andeziten észlelhetünk, és súlypontja az ércelérek közelére esik. A zöldköves bontás a megvizsgált mintákon különböző előrehaladottságú; a színes elegyrészek kezdődő kloritosodásától a színes elegyrészek teljes széteséséből keletkezett kloritnak az alapanyagban való széteséslásáig.

Nem lehetett ennek a vizsgálatnak célja, hogy a zöldkövesedés elvi kérdéseivel nyúljon. Lehetséges, hogy nem a kőzetek teljes megszilárdulása után következett be ez az elváltozás, azonban feltétlenül «hidrotermális» környezetben, gőzök hatásáról van szó, tehát Gyöngyösorosi esetében «felmenő» rokonság sejthető az ércképződés és zöldkövesedés között.

b) Hólyagos kőzetátalakulás. A hólyagos kőzetátalakulásra az altáró új feltárásai hívták fel a figyelmet.

A hólyagos kőzetátalakulás a zöldkövesedésnek egy különleges, szélsőséges megjelenése. Mindig zöldkövesen erősen bontott kőzeten, közelebből a színes elegyrészt alig tartalmazó andezitfajtán, lép fel a hólyagos kőzetátalakulás, amit legindokoltabb feltörő gőzök hatásának tulajdonítanunk. A hólyagos kőzetátalakulás, amelyet az 1950. évi részletes felvétel során a külszínen is sikerült megtalálni, a Cserepeshegy kőfejtőjének feltárása szerint világosan hasadékból indul ki, és annak csak néhány cm-es övezetére terjed ki. Az altáró kőzetein a hólyagos kőzetátalakulás sokkal előrehaladottabb, a repedések áthálózta kőzet egész térfogatára terjed ki. A hólyagok azonban általában nem egyenletesen oszlanak el, és fluidális irányítottságukban, eloszlásukban a repedés felőli, vagy azzal párhuzamos áramlás nyoma látszik. Egyedül az altáró 160—270, 362—400 m-es szakaszán fordul elő nagyjából repedésektől mentes és egyenletesen hólyagos kb. izometrikus hólyagokat tartalmazó zöldköves kőzet, melynél hólyaglávaszerű, autometamorfózis révén keletkezett képződményre gondolhatnánk. A kérdés eddigiek alapján nem dönthető el. Lehetséges, hogy az illó alkatrészekben különösen gazdag «hólyagláva» idézett elő környezetében repedésekből kiindulva hólyagos kőzetátalakulást, de magyarázható a «hólyagláva» szerkezete azzal is, hogy az egynemű zöldkövesedett kőzet a diffúzió útján terjedő és átalakító hatótényezők számára egyenletesen volt átjárható, nem szolgáltak repedések és gőzök levezetésére.

A hólyagok alakja, nagysága, elrendeződése rendkívül változó. Egy-két mm-esektől 10—20 cm-ekig, gömbalakútól megnyúlt szivar- vagy lapított hüvelyalakúig mindenféle található. Képződésüket kétségtelenül a kőzet átjárhatósága szabta meg; úgy látszik, lazább kőzet apró és nyúltabb, tömöttebb kőzet nagyobb, gömbölyű hólyagok képződésének kedvezett.

A hólyagkitöltések ásványtani vizsgálatát Koch S. kimerítően elvégezte. Változatosság inkább csak a nagyobb hólyagok kitöltésében van, a kisebbekben csak az andezit rendes hidrotermális bontási termékei: klorit, pirit, kalcit, esetleg kvarc szerepelnek. Piritimpregnáción kívül ércásványt a hólyagokban és hólyagosan bontott andezitben nem találunk. A hólyagosan bontott andezitben érceléreket sem ismerünk, így ebben az átalakulásban a zöldkövesedés, nem pedig az ércképződés mellékhatását láthatjuk.

c) «Kaolinosodás». A telérek közvetlen mellékkőzete — ami a Károly-

és Péter-Pál-telérek esetében túlnyomórészt andezitagglomerátum — «kaolinos» bontásnak esett áldozatul. Ez a bontás igen különböző mértékben érvényesült a telér egyes szakaszain és a telér falában befelé az ép kőzet felé. Minthogy ez az átalakulás már előzőleg zöldkövesedett kőzetet ért, a lebontás gyorsabban és teljesebben mehetett végbe, mint a mátrai andezitek, illetve agglomerátum «kaolinosodása» esetében. A «kaolinosodás» egyes mintákon csak a földpátszemeket támadta meg és a kőzet eredeti szövete jól látható, másokon az elbontás agyagásványok csaknem szerkezet nélküli halmazához vezetett. Néhány csiszolat alapján a «kaolinos» lebontások típusai el nem különíthetők, így azokból az ércképződésre vonatkozóan további következtetéseket sem tudunk levonni.

d) Kovásodás. Az ércesedés szomszédságában kovásodás is előfordul, azonban nagymértékűnek nem nevezhető. A közvetlen telérfalban ritkának is mondható, inkább attól távolabb, az altáró egyes szakaszain, részben átalakult, kifakult, aprószemű piroxénandeziten figyelhető meg. Itt sincs szó a kőzet elkovásodásáról, csak arról, hogy bizonyos elegyrészek helyét aprószemes kova tölti ki. A kőzetátalakító hidrotermák nem lehettek kovasavban gazdagok, itt inkább csak a kőzetlebontásnál felszabaduló kovasav átrendeződéséről beszélhetünk.

Az éretelérek

Kibúvásban a Károly- és Péter-Pál-telérek kitöltése túlnyomórészt kriptokristályos szalagos kvarcváltozatokból áll. Hasonló a bányafeltárásokból alig ismert Szákacsurgó-, Hidegkúti-, Aranybánya- és Bikkszéli-telérek kibúvása. Ezek a telérek mind a zárványos andezit elterjedési területén belül futnak. A zárványos andezit foltján kivüleső, Rozlozsnik telértérképéről jól ismert telérek kifejlődése az előbbiektől lényegesen eltérő. A Pelyhes-, Beszekunyhó-, Bányabérc- és Vereskői-teléreket az jellemzi, hogy kitöltésük durvakristályos, gyakran erős szagú kvarcból áll. A telérkitöltés sohasem szalagos, általában breccsás szerkezetű és a gyakori vasoxidos színeződés elhomlított pirit megjelenésére utal. Ilyen telérkvarc található a terület távolabbi részein, így a Keresztbércen, a Nagyhegy D-i oldalán és többfelé elszórt tömbök alakjában; néhol a mellékkőzet kiterjedt elkovásodása is kíséri. Ez a breccsás, durvakristályos telérkitöltés a mátrai andezit területén lép fel. Rajtuk kisebb méretű bányafeltárások közvetlenül a kibúvás alatt ércet eddig nem fogtak. Joggal lehet ezekben a telérekben egy meddő hidrotermális fázis, vagyis a hegység szerte fellépő «meddő» kőzetátalakulások fázisának termékeit feltételezni.

A telérkitöltések szöveti jellegét azonban más szempontból is át kell tekintenünk. Feltehető, hogy a gyöngyösrózsai telérek hosszanti és haránt-hasadékrendszere nem egyidős, így kitöltésük sem egyszerre képződött, nem azonos jellegű. A zárványos andezit foltjáról felsorolt szalagos szerkezetű telérek mind hosszanti irányúak. (Egyedül a Bikkszéli-teléreknél adódik ki egy nem jól meghatározott ferde irány.) A zárványos andezit foltján eddig a bányafeltárásokból csak egyetlen haránttelért ismerünk, az altáró 850 m-ében keresztezett Malombérc-telért. Ennek kitöltése elűt valamennyi hosszanti

telérétől: odoros-breccsás szerkezetű, többnyire kristályos kvarcit, melyben az ércásványok szabálytalan pecsétalakjában ülnék. A Malombérci-telérhez hasonló az altáró 1 600 m-ében keresztezett haránttelér.

A mátrai andezit területén megfigyelt, szövetileg az utóbb említett két haránttelérhez hasonló Pelyhes- és Bányabérc-telérek kifejezetten harántirányúak, a Beszekunyhó-telér ferde iránya pedig kevésbé meghatározott, esetleg az Északi Pelyhes-telér folytatásának is tekinthető.

Lényeges különbséget láthatunk tehát a hosszanti és haránttelérek kitöltésében. Művelésre érdemesnek eddig egy haránttelér sem bizonyult, mivel azonban az altáró szintjén jelentős ércnyomokat tartalmaznak, a kutatás szempontjából nem érdektelenek. A hosszanti és haránttelérek aprólékos szöveti és ásványtani vizsgálatára eddig nem kerülhetett sor. Ennek alapján esetleg eldönthető lesz, indokolt-e külön ércképző fázis termékének tartanunk a szalagos és breccsás felépítésű teléreket.

A kőzettani térképezés az ércképződés anyakőzetére vonatkozóan biztos támpontot nem ad. Jól tudjuk, hogy a mellékkőzet nem anyakőzet, tehát az «érchozó» szubvulkáni tömeg mélyebben a felszín alatt húzódott meg és közelebbi rokonságát a felszínen megfigyelhető kőzetekkel nehéz kideríteni. A zárványos andezitfajták arra utalnak, hogy ott egy idősebb andezites erupció termékei emésztődtek fel a mátrai andezittől csak a kölcsönhatás révén különböző, azzal egykorúnak vehető mediterrán korú piroxénandezit hatására. Ez az érc mellékkőzete, tehát telérek is csak a mediterránban képződhettek. Az idősebb andezitfázissal az érc genetikai kapcsolata csak úgy lenne érthető, ha a korábban elkülönült ércnek a mediterrán vulkánosság hegységszerte elterjedt, meddő hidrotermális folyamatai révén való mobilizálódását tételezzük fel. Ennek feltételezésére a térbeli összeesés gyenge alap — a kérdés tisztázására további vizsgálatok szükségesek.

A zárványos andezit kibúvása ablakszerű. Ráhúzódik a mátrai andezit lepelképződménye minden oldalról. Az altáró szintjén ez az andezitfajta bizonyosan mélyen benyúlik a Mátra fiatalabb képződményei alá, tehát, ha bebizonyosodnék, hogy az ércesedés a zárványos andezitfajták megjelenésével szigorúan összefügg, a mélysíntén jóval nagyobb elterjedésével kell számolnunk, mint a felszínen. A haránttelérek meddő kibúvási a mátrai andezitben húzódnak, lehetséges, hogy a mélyben zárványos andezitbe érnek és itt esetleg érces kifejlődésűek.

A zárványos andezithez hasonló képződményeket Parád környékén Mezősi J. is térképezett. Arra, hogy ott számottevő ércesedés is fellépne, a felszínen semmi adat nem figyelhető meg. A rokon kőzetfajta távoli kibúvása legfeljebb annyiból figyelemreméltó, hogy a kutatás reménybeli területét a Mátra főgerince felé a felszíni képződmények megváltozásánál távolról sem tarthatjuk lezártnak. Területileg az ércesedés súlypontja sem állapítható meg az eddigi feltárások alapján.

A kutatások másik iránya a mélység. A gyöngyösesorosi ércelére — amint Rozlozsnik és Sztrókay korábbi vizsgálatai bizonyítják — jellegzetes felszínközeli, epitermális képződmények. A mélység megítélésénél ezek esetében a legnagyobb óvatosság szükséges. Fő jellemvonásuk a változékonyság, ezért produktív mélységük analógiák alapján nem becsülhető meg.

LE LEVÉ DES GITES MÉTALLIQUES DANS LES ENVIRONS DE GYÖNGYÖSOROSZI

Par G. PANTÓ

Dans la proximité de l'occurrence de minerai de Gyöngyösoroszi, on a pu lever les formations volcaniques suivantes: andésite à hypersthène à biotite, andésite à inclusions, andésite pyroxénique de Mátra, agglomérat d'andésite altéré ancien, agglomérat d'andésite pyroxénique de Mátra.

Le territoire a une particularité par rapport aux autres parties du Mátra, qui est, sans doute en connexion avec l'occurrence de minerai, c'est la présence de l'andésite àintervariétés claires, sans composants colorés, jusqu'à celle foncée qui contient de plus en plus de composants colorés et qui ne diffère de l'andésite pyroxénique du Mátra qu'en sa texture.

Au territoire l'on peut observer des métamorphismes variés des roches. La kaolinisation et la silification sont d'une étendue régionale, et ainsi ne saurient être considérées comme inséparables de la minéralisation. Mais la propylitisation et, en connexion avec celle-là, la présence des andésites amigdaloides, ensemble avec la décomposition totale de la matière originelle de la roche et avec des remplissages variés (pyrite, calcite, quartz, fluorite) n'apparaissent que dans le voisinage de la minéralisation.

Parmi les filons de minerai, l'on peut distinguer les filons longitudinaux de direction de N—S et les filons obliques, presque perpendiculaires à ceux-là. Ceux-là ont un remplissage à bande, leur minéral stérile dominant est le quartz, hypocristallin. Les filons obliques ont souvent un remplissage de brèche, le minerai s'y présente plutôt parsemé et leur minéral stérile fréquent est la calcite.

ГОРНОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЕМКА В Д. ДЬЕНДЬЁШОРОСИ

Габор Панто

В непосредственной окрестности рудного месторождения д. Дьендьёшороси возможно было картографировать следующие вулканические образования: биотитово-гиперстеновый андезит, андезит с вкрапленниками, пироксеновый андезит Матры, древний расщепленный андезитовый аггломерат, пироксеново-андезитовый аггломерат Матры.

По сравнению с прочими областями гор Матра, несомненно связанной с рудным месторождением особенностью данной территории является появление андезита с вкрапленниками. От светлых, цветные примеси совсем не содержащих разновидностей этого андезита встречаются постепенные переходы к более темной разновидности, содержащей все большее количество цветных примесей, которая от пироксенового андезита Матры отличается лишь ее текстурой.

На территории можно обнаружить разнообразные превращения пород. Окаолинизация и окремнение имеют региональное распространение, поэтому

TÁBLAMAGYARÁZAT
EXPLICATION DE LA PLANCHE
ОБЪЯСЛЕНИЯ К ТАБЛИЦЕ

1. Zárványos andezit, csíkos alapanyaggal.
1. Andésite à intercalation, à matière constitutive striée
1. Андезит с вкрапленниками, с полосчатым основным материалом
2. Zárványos andezit fluidális elrendezésű földpátlécekkel.
2. Andésite à intercalation, à lattes de feldspath de disposition fluidale
2. Андезит с вкрапленниками, с флювально расположенными лейтками полевых шпатов.
3. Biotitos hiperszténandezit, biotitszem hiperszténköpennyel.
3. Andésite hypersthénique à biotite, grain de biotite à enveloppe d'hypersthène
3. Биотитовый гиперстеновый андезит, зерно биотита с гиперстековой оболочкой.
4. Zárványos andezit, augit, augitköpenyes hiperszténszemen nő át.
4. Andésite à intercalation, augite, qui pousse à travers un grain d'hypersthène à enveloppe d'augite
4. Андезит с вкрапленниками, авгит перерастает через зерно гиперстена с авгитовой оболочкой
5. Zárványos andezit, zárványkoszorús plagioklászok.
5. Andésite à intercalation, plagioclases à couronne d'intercalations
5. Андезит с вкрапленниками, плагиоклазы с венцом вкрапленников
6. Hipersztén-augitos mátrai andezit.
6. Andésite „de Mátra“ à hypersthène-augite
6. Гиперстеного-авгитовый андезит Матры

Nagyítás: 1 : 60, párhuzamos nikolok között.

Grossissement au 1:60. Nic. parallèles.

Величение $\times 60$, между параллельными николями

они не могут считаться спутниками оруднения. Однако, пропилитизация и связанное с ней появление пузырчатых (амигдалоидных) разновидностей андезита с полным разложением первоначального вещества породы и разнообразными заполнениями пузырей (пирит, кальцит, кварц, флюорит) определенно появляются в близости оруднения.

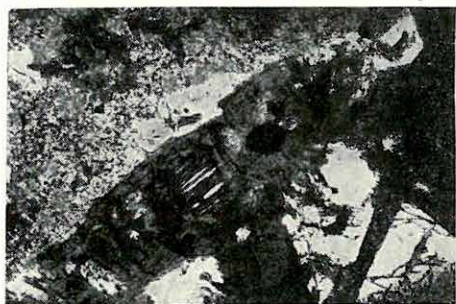
Среди рудных жил можно различать продольные жилы, простирающиеся с севера на юг, и почти перпендикулярные к ним поперечные жилы. Заполнение прежних ленточное, их преобладающим безрудным минералом является криптокристаллический кварц. Поперечные жилы передко имеют брекчиевидное заполнение, руда в них чаще всего появляется в виде краплеников, частым безрудным минералом их является кальцит.



1.



2.



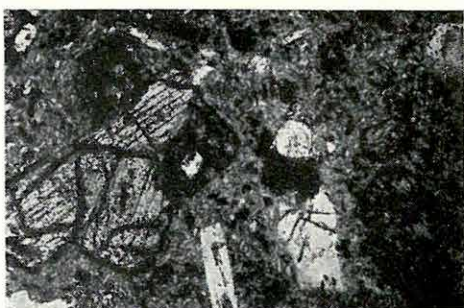
3.



4.



5.



6.

FIATAL HARMADIDŐSZAKI NÖVÉNYMARADVÁNYOK FÜZÉRRADVÁNY KÖRNYÉKÉRŐL

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

A Tokaji-hegység «Hegyközi»-medencéjében, Füzérradvány mellett a Koromhegyen az 1-es sz. kutatóakna felszínre került rétegeiből és a környék felszíni törmelékeiből gazdag flórát gyűjtöttem.

Rétegtani viszonyok

A terület legidősebb képződményei a Vilyvitánytól É-ra lévő, SCHRÉTER-től ismertetett [10] és a Zempléni-Szigethegység más területén is kimutatott karbon képződmények, amelyekre a fiatal harmadidőszak medenceüledékei vagy az azokat áttörő neovulkáni képződmények települnek.

Felső-miocén

I. *Üledékes képződmények.* A területen SCHRÉTER térképezése alapján az enyhén gyűrt középső-miocén üledékeire közvetlenül szarmata rétegek települnek. Ezek az elegyesvízi rétegek több helyen a felszínre bukkannak a váltakozó vastagságú pleisztocén törmelékes nyirok alól. Megtalálhatjuk Kajátától NyDNY-ra, ahol *Hydrobia stagnalis* BAST. [10] lenyomatait tartalmazó réteges, fehéres agyagmárga, kováspala, diatomaceás pala és kovatufa van. A községtől É-ra lévő dűlőút bevágásában szürke és sárga agyagok észlelhetők, közbetelepült vörös agyaggal.

A radványi parkban lévő alsó tó K-i oldalán a völgyrészletben DDK felé 15° alatt lejtő, ősmaradványokat tartalmazó [1] szürke agyag és kékes agyagmárga rétegeket találunk. Az egykori uradalmi gyümölcsös D-i részén pedig *Tapes gregaria* PARTSCH-ot, *Vulgocerithium rubiginosum* EICHW.-ot és *Cardium* sp.-t [10] tartalmazó durva, sárgás-fehér ikraköves mészkő bukkant a felszínre. Kis foltokban Vilyvitány közelében is található szarmata agyag-összlet.

II. *Vulkáni képződmények.* Az említett területrész felépítésében legnagyobb részt — uralkodóan szarmata rétegek fedőjében — a vulkáni képződmények kőzeteit és szórt anyagát találjuk.

Riolittufa-féleségek: durvább és finomabb szemű, többnyire lazább, sárgás-fehér horzsaköves riolittufa, perlites obsidián lapillivel. Ezt a típust Füzérradvány községben, annak D-i, Ny-i, ÉNy-i részein, továbbá a Kajáta

É-i és ÉK-i részén találjuk, ahol az egykori kőfejtő tufarétegei közül kovásodott fatörzsdarabkák [4, 5, 6] kerültek elő.

Keményebb, durvább összeálló breccsás horzsaköves riolittufát és agglomerátumot találunk Vilyvitánytól É-ra, ahol közvetlenül a karbon-képződményekre települnek.

Vulkáni utóhatásokra átalakult fehéres-sárga, breccsás, kovasavas kioldás következtében keményebb, rendszerint likacsos riolittufát találunk a radványi Kishegy kőbányájában (DDK 15°-os dőléssel).

Riolit: a Koromhegy—Emberkő tömegét a szarmata riolittufára települő plagioklászos riolit építi fel. LIFFA szerint a Koromhegy Ny-i oldalán ennek perlites-szurokköves kifejlődése látható. E területén postvulkáni-hidrotermális hatások következtében a riolit és riolittufa többé-kevésbé átalakult: elkovásodott és elkaolinosodott.

A kutatóakna rétegsora az édesvízi kvarc képződésével függ össze. Az ottani enyhén DDK-nek lejtő fészkes településű kaolinra kovásodott riolittufa, különböző vastagságú, minőségű és színeződésű kovásodott agyag, kovásodott homokkő («hidrokvarcit») települ. Tisztán kovasavas gélből keletkezett kvarcit kevés mutatkozott. A kovasav-közetek, a hidrokvarcit- és a kaolintelepek váltakozása arra utal, hogy erős vulkáni utóhatásokként területünkön hőforrások tevékenykedtek. A forrásokból hol kaolinképző szénsavas vizek, hol pedig kovasavas oldatok törtek fel. A források kovasavas vizei édesvízű tavakban összegyűlve hidrokvarcitként váltak ki, részben a környéket ideiglenesen, vagy huzamosabb ideig elöntve, ott a közeteket átitatta és elszínezte, részben pedig a közeli elegyvízű sekély tengerbe folyva, ott kovasavrétegeket alkotott. A kovaközetek egyes flóraelemei (pl. *Ceratophyllum*) feltételezik a növényzet egy részének helyben élését és ezen üledékek édesvízi eredetét.

Piroxénandezit: Jellegzetes kőzetét, a radványi park Vilyvitány felé eső erdőrésztelen, a szarmata képződmények felett láthatjuk.

A szarmata riolittufákra települő riolitféleségek egymáshoz és a többi képződményekhez való viszonyainak tisztázása még a jövő feladata.

Pleisztocén

A riolitterület lankás lejtőit sárgás-homokos agyag és barnás, vörhenyes, szívós, képlékeny agyag fedi, amely a felszín közelében rendszeresen erdőtalajba megy át. A nyirok több méter vastagságú is lehet és kisebb-nagyobb mennyiségben a környező hegyoldalak közettömbjeit, törmelékeit tartalmazza.

1. sz. kutatóakna rétegsora;

- 0,00— 0,70 m-ig talajszint
- 0,70— 3,70 m-ig törmelékes kovasavas agyag («hidrokvarcit») finom és durvaszemű kovasavas homokkő és tufamálladék nyirokkal;
- 3,70— 4,00 m-ig lemezes riolittufa, törmelékes ág és sáslenyomatokkal;
- 4,00— 5,00 m-ig kovasavas muszkovitos homokkő (DDK 15°) kevés levélenyomattal (*Ulmus*, *Carpinus*) és átlúgozott ágtörésekkel;
- 5,00— 5,50 m-ig lemezes növénytörmelékes kovasavas riolittufa;
- 5,50— 7,20 m-ig kissé kovasavas muszkovitos, durvábszemű homokkő;

- 7,20—10,70 m-ig szürkésfehér, vasokkeres, durva tapintású kaolin;
 10,70—11,00 m-ig riolittörmelékes, vörösbarna kaolinos nyirok;
 11,00—11,60 m-ig vasokkeres, zsíros tapintású kaolin;
 11,60—12,10 m-ig hidrokvarcit törmelékek;
 12,10—12,60 m-ig világossárga kaolin, aljában riolittörmelékekkel;
 12,60—13,00 m-ig különböző színeződésű kovasavas kaolin;
 13,00—17,50 m-ig különböző színeződésű és minőségű kovasavas agyag és kovasavas homokkő (DDK 15°) itt-ott riolitzárványokkal és riolit-homoksávokkal. E rétegekben jó megtartású növénylenyomatok és halmaradványok vannak: *Glyptostrobus*, *Pinus*, *Parrotia*, *Populus*, *Salix*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Carya*, *Fagus*, *Castanea*, *Quercus*, *Eucommia*, *Ulmus*, *Zelkova*, *Crataegus*, *Acer* stb.;
 17,50—17,80 m-ig halványrózsaszín növénylenyomatot (*Quercus*, *Castaneae*) kaolino-sodott tufa;
 17,80—18,30 m-ig lemezes növénytörmelékes (sásfélék) kovasavas agyag;
 18,30—19,40 m-ig zsíros tapintású szürkés okkersávós kaolin;
 19,40—19,90 m-ig lemezes, kovasavas kaolinosodott tufa;
 19,90—22,40 m-ig sovány, limoniteres érdes tapintású kaolin;
 22,40—23,00 m-ig okkersávós mangánfoltos érdes tapintású kaolin;
 23,00—25,50 m-ig szürkés, helyenként zsíros tapintású, majd érdes fehér kaolin;
 25,50 m-ig fehér, érdes tapintású kaolin.

Ősnövénytani viszonyok

Az ősmaradványok legnagyobb része a kutatóakna rétegsorából, igen csekély része a kőzetben fekvő felszíni kőzetekből származik: levelek, leveles ágak, kilúgozott ágrészek és termések. Legnagyobb részt jó megtartású, ép vagy töredékes levelek, amelyeknek erezte többé-kevésbé jól felismerhető. Szövet-tani vizsgálatra alkalmas közöttük alig akad. Ennélfogva a vizsgálatok alaktani összehasonlításra szorítkoztak. A részletes leírás és ábrázolás későbbi feladat lesz.

A következő ősnövénymaradványokat határoztam meg eddig:

Abies sp. (L. 6. ábra), *Pinus* sp. (sect. *Quinae*), *Pinus* sp. (cfr. *P. halepensis*), *Pinus* sp., *Pinus* sp. (semen), *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) HEER? *Taxodium distichum* (miocenicum) HEER., *Ceratophyllum* sp. (fol.), *Parrotia fagi-folia* (Göpp.) HEER, *Populus latior* A. BR., *Populus attenuata* A. BR., *Populus crenata* UNG., *Salix angusta* A. BR., *Salix* cfr. *varians* GÖPP., *Pterocarya tusca* (WEB.) BERG., *Pterocarya denticulata* (WEB.) HEER., *Carya serraefolia* (GÖPP.) KR., *Carya minor* (SAP. et MAR.) MARTY, *Carya bilinica* UNG., *Juglans acuminata* A. BR., *Betula* sp., *Betula subpubescens* GÖPP., *Alnus* sp., *Carpinus grandis* UNG., *Fagus attenuata* GÖPP., *Fagus pliocenica* SAP., *Fagus haidingeri* KOV., *Quercus mediterranea* UNG., *Quercus* sp. (aff. *Q. libani* OLIV.), *Quercus pseudocastanea* GÖPP., *Quercus etymodrys* UNG., *Quercus* cf. *drymeja* UNG., *Quercus* sp. (cupula) tip. I., *Quercus* sp. (cupula) tip. II., *Castanea atavia* UNG., «*Ficus tiliæfolia*» A. BR., *Ulmus plurinervia* UNG., *Ulmus* sp., *Eucommia europaea* MÄDL. (L. 4. ábra.), *Celtis trachitica* ETT., *Zelkova ungeri* (ETT. KOV.) (L. 5., 7. ábra.), *Zelkova* sp., *Crataegus* sp. (*C. monogina* L.) (L. 3. ábra.), *Crataegus* sp., *Malus* sp., *Prunus* sp., *Pirus* sp., *Robinia* sp. (cf. *R. regeli* HEER), *Cassia* sp. (cf. *C. phaseolites* UNG.), *Podogonium* sp. (cf. *P. knorii* UNG. fol.), *Leguminocarpon* sp. tip. I., *Leguminocarpon* sp. tip. II., *Daphne* sp., *Rhus obovata* (UNG.) HEER, *Rhus* sp., *Büttneria aequifolia* (GÖPP.) MEY. (L. 1. ábra.), *Sapindus falcifolius* A. BR., *Sapindus hazslinszkyi* ETT., *Acer decipiens* A. BR., *Acer trilobatum*

(STERNB.) A. BR., *Acer monspessulanum* L. var. *pliocenicum* MÄDL., *Acer palaeocampestre* ETT., *Acer* sp. tip. I. (sem.), *Acer* sp. tip. II. (sem.), *Acer* sp. tip. III. (sem.), *Rhamnus oeningensis* HEER., *Fraxinus* sp. tip. I. (sem.) (L. 2. ábra.), *Fraxinus* sp. tip. II. (sem.), *Smilax* sp. (cf. *S. obtusifolia* HEER), *Smilax* sp. (aff. *S. aspera* L.), *Thypha latissima* A. BR., *Phragmites oeningensis* A. BR., *Gramineae* és *Cyperaceae* indet.

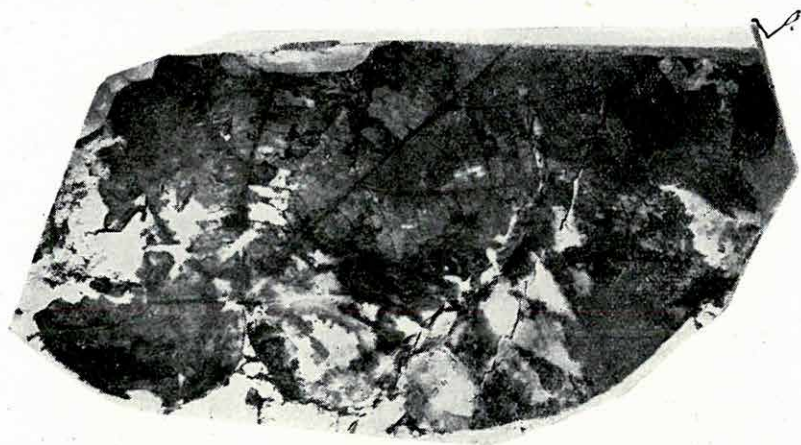
A növénymaradványok megmaradási helyzete és minőségi állapota (*Zelkova*, *Pterocarya* stb. leveles hajtásai részben rajtuk lévő termésekkel) arra enged következtetni, hogy a beágyazás helyéhez közeli területeken tenyésztek és hosszabb áramló vízi szállítást nem szenvedtek. Nyugalmas állóvizekben való beágyazást igazol a tócsagaz (*Ceratophyllum*) és a néhány halmaradvány. Ezek a maradványok a biológiai környezet megállapítására is szolgálnak, a puhatestű és emlősállatok hiányában. A parti övezetben nád és sásfélék tenyésztek. Vízközi, nedves területek fái és cserjéi a *Taxodium*, *Glyptostrobus*, a fűzfafélék és részben a diófafélék, *Zelkovák* és a *Sapindusok* stb. lehettek. Távolabbi lomboserdők fái közül a barkások (*Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Juglandaceae* stb.) és a juharfafélék az uralkodók. Kimondottan szárazsággkedvelő növények hiányoznak.

Az előkerült és részben vizsgált ősnövények, összetételük alapján — ha nem is a teljes flóra képét — megközelítőleg mutatják Füzérradvány környékének egykori erdővegetációját. Ha azt a mai flóraterületekkel összehasonlítjuk, a következő ökológiai, őseghajlati és ősföldrajzi képet kapjuk.

A szarmata-pannón tengerpart közelében, az alacsonyabb dombos hegyvidék (200—600 m) alsó szintjeiben kevert lomboserdő fái tenyésztek. A nedvesebb vízközi területek környékén főleg a *Pterocaryak*, egyes *Caryak*, a *Salix* és a *Zelkova*, *Parrotia* és a juharfélék több faja, és egyes fenyőfélék éltek. A naposabb lejtők és szárazabb dombok lakóiként a *Castanea*, *Fagus*, *Pinus*, az örökzöld tölgyek, *Acerek*, *Smilax* és a *Crataegus* több más déleuropai fával és cserjével lépett fel. Felfelé mindkét erdőtípus növényei egymással keveredve kissé hűvösebb mérsékelt hegyi erdőszintbe mentek át, ahol a *Quercus* és a *Fagus* uralkodott. Azokhoz az *Acer*, *Ulmus*, *Salix*, *Betula*, *Populus*, *Alnus* stb. fajai társultak.

Ez a növényzet hasonló feltételek mellett tenyészhetett, mint ma az északamerikai Alleghany-hegység dombi és alsóhegyi (*Acer*, *Quercus*, *Carya*, *Sapindus*, *Taxodium*), Kína—Japán mérsékelt meleg, nedves tájainak (*Eucommia*, *Zelkova*, *Pterocarya*, *Glyptostrobus*, *Büttneria*), a Kaukázus déli lejtőinek (*Quercus*, *Parrotia*, *Zelkova*) és a Földközi-tenger (*Castanea*, örökzöld tölgy és a *Smilax*) környékének növénysszövetkezetei. Ez is világosan bizonyítja, hogy a harmadidőszaki flórák úgy, ahogy akkor éltek, ma sehol sem találhatók. Egy részük itt, a másik ott tenyészik gyakran új fajokkal együtt, vagy éppen egyes kihalókkal. Végeredményben flóraterületeink növénysszövetkezete sohasem azonosítható teljesen az ősiekkal.

Összetételében nagy megegyezést mutat az északmagyarországi — délszlovákiai szarmata flórákkal. Közelebb állónak látszik a Brunn—Vösendorfi és a Bécs környéki alsó-pannóniai, továbbá a borseci fiatalabb pliocén növényelőfordulások flóráihoz. Feltehető tehát, hogy a szarmata-pannón átmeneti időszak alatt a Magyar- és Bécsi-medence területén lényeges



1.



2.



3.



4.



5.



6.



7.

flóraváltozás nem volt és a partok közelében mérsékeltén nedves és meleg-
éghajlatú kevert lomboserdők uralkodtak, szubtrópusi beütéssel.

Pontosabb rétegtani és őslatti bizonyítékok hiányában, csupán a
flórisztikai összehasonlítások alapján, a növényegyüttes inkább pannóniai-
nak, mint szarmatának veendő.

IRODALOM

1. BALOGH K.—SZEÉNYI L.: Pálháza (Abaúj-Torna vm.) környékének földtani viszonyai. Évi Jel. 1945—47-ről II. Bpest. 1951.
2. BERGER, W.: Die Pflanzenreste aus den unterpliocänen Congerenschichten von Brunn-Vösendorf bei Wien. — Sitz. Ber. Öster. Akad. Wiss. math.-natw. K. Abt. I. Bd. 159. Wien 1950.
3. ETTINGSHAUSEN, C.: Beiträge z. Kenntniss der fossilen Flora von Tokay. — Zitzv. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. 11. 4. Wien 1853.
4. GREGUSS P.: Adatok Magyarország szarmatakorai fákak szövettani vizsgálatához. — Földt. Közl. 73. 4—9. Bpest. 1943.
5. HOFMANN, E.: Ein verkieseltes Holz aus dem Rhyolithuff des Tokajer-Gebirgs. — Acta. Biol. III. 1—2. Szeged 1934.
6. HOFMANN E.: Kovásodott famaradványok a Tokaji-Eperjes Hegység szarmatakorai riolituffaiból «Tisia» III. 12. Debrecen 1939.
7. MÄDLER, K.: Die pliozäne Flora von Frankfurt am Main. — Abh. Senckenb. naturf. Ges. 446. Frankfurt 1939.
8. PÁLFALVY I.: Alsó-pliocén növénymaradványok Rózsaszentmárton környékéről. — Évi Jel. 1949-ről. Bpest. 1952.
9. POP, E.: Die pliozäne Flora von Borsec (Ost-Karpathen). — Cluj 1936.
10. SCHRÉTER Z.: Füzérradvány környékének hidrogeológiai viszonyai. — Évi Jel. 1936—38-ról III. Bpest. 1942.
11. SCHRÉTER Z.: Füzérradvány és Gönc között lévő terület földtani viszonyai. — (Jel. a Jövedéki Mélykutatás 1947—48 évi munkálatáról) Bpest. 1948.
12. STUR, D.: Beiträge zur Kenntnis d. Flora von Süßwasserquarz — Jahrb. d. geol. R. A. 18. 1. Wien 1867.
13. UNGER, F.: Die fossile Flora von Szántó. — Denkschr. d. Akad. Wiss. math.-natw. Kl. 30. Wien 1860.

RESTES DE PLANTE DU TERTIAIRE SUPÉRIEUR DANS LES ENVIRONS DE FÜZÉRRADVÁNY

Par. I. PÁLFALVY

De la position et l'état de conservation des plantes fossiles (pousses foliées de *Zelkova* et *Pterocarya*, en partie à fruits), on peut déduire qu'elles avaient poussé dans les environs de l'endroit où elles se sont fossilisées, et elles n'ont pas été portées durant longtemps par l'eau courante. Les *Ceratophyllum* et quelques restes de poisson prouvent également qu'elle se sont déposées en eau dormante tranquille. Ces restes servent également à la détermination de l'ambiance biologique, faute du mollusques et de mammifères. Dans la zone littorale, ce sont les roseaux et les cypéracées qui poussaient. Les arbres et les arbrisseaux des terrains humides, près de l'eau étaient, probablement, le *Taxodium*, le *Glyptostrobus*, les salicacées et, en partie, les juglandacées, les *Zelkova* et les *Sapindus* etc. Parmi les arbres des forêts plus lointaines, ce sont les amentacées (*Quercus*, *Fagus*, *Castanea*,

Juglandaceae) et les acéracées qui sont dominantes. Les plantes nettement xérophiles manquent.

Faute de preuves stratigraphiques et paléozoologiques précises, sur la base des comparaisons floristiques, la flore peut être prise plutôt pour pannonienne que pour sarmatienne.

ЮНО-ТРЕТИЧНЫЕ РАСТИТЕЛЬНЫЕ ОСТАТКИ ИЗ ОКРЕСТНОСТИ Д. ФЮЗЕРРАДВАНЬ

Иштван Палфалви

На основании положения сохранности и качественного состояния растительных остатков (лиственные отпрыски *Zelkova*, *Pterocarya* и т. п., отчасти с находящимися на них плодами) можно делать вывод, что они росли в близких от места залегания областях и не потерпели длительную транспортировку в проточных водах. О залегании в спокойных стоячих водах свидетельствует *Ceratophyllum* как и несколько остатков рыб. За отсутствием моллюсков и млекопитающих эти остатки служат и для определения биологической среды. В береговой зоне росли камыши и осоки. Деревьями и кустарниками близких от воды влажных областей по всей вероятности являлись *Taxodium*, *Glyptostrobus*, ивовые и отчасти ореховые, *Zelkova*, *Sapindus* и т. п. Из деревьев более удаленных лиственных лесов преобладают серёжковые (*Quercus*, *Fagus*, *Castanea*, *Juglandaceae*) и кленовые. Определенно ксерофильные растения отсутствуют.

За отсутствием точных стратиграфических и палеозоологических доказательств, данное растительное сообщество, лишь на основании флористических сравнений, скорее может считаться панноским, чем сарматским.

KÖZÉPSŐ-MIOCÉN NÖVÉNYEK MAGYAREGREGY KÖRNYÉKÉRŐL

Írta: PÁLFALVY ISTVÁN

Noszky mecsekhegységi térképezése során 1949-ben a baranya-megyei Magyaregregy határában lévő ősnövény előfordulásokra hívta fel a figyelmet, ahonnan gazdag flórát sikerült gyűjteni. A feldolgozás eddigi eredménye a következő.

Rétegtani viszonyok

Magyaregregytől ÉNy-ra nagyobb elterjedésben és több szintben, helyenként változó vastagsággal ismétlődve találunk biotitos dacittufát. A legidősebb rétegszint alsó-helvéti édesvízi, a következő pedig slirszerű helvéti rétegekkel határos, sőt ezek felett a tortónai lajtamészkö rétegei között is mutatkoznak kissé tufás agyagok, jól meghatározható állati és növényi ősmaradványokkal.

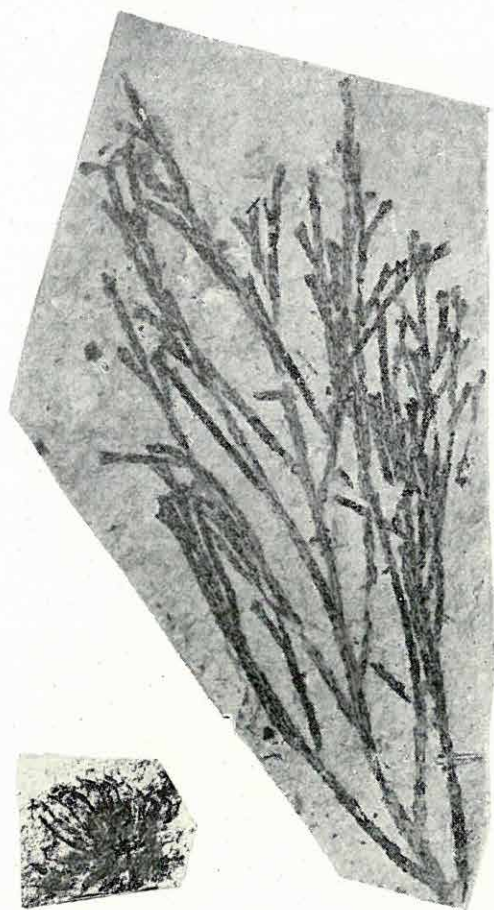
A mediterrán üledéksorozat a községtől Kisvaszar és Kisbattyán irányában a Kistréti-, Farkasordítói-árkokban, az Almásdülőben és a Leánykő völgyrendszerében jól tanulmányozható. A Kistréti-árkokban konglomerátummal, durva transzgressziós — egykori partszegélyi — törmelékekkel kezdődik, amelyekre vékonyabb kongériás-homokos mészkőbeágyazások települnek *Congeria böckhi*-s és *Bulimus vadászi*-s édesvízi puhatestűekkel. Ezekre változó vastagságú vöröses, zöldes-szürkésbarna, halpikkelyes, növény-törmelékes és növénylenyomatos (*sásfélék*, *Taxodium*, *Liquidambar*, *Myrica*, *Engelhardtia*, *Ulmus*), eleinte kissé homokos, majd palás agyagmárga következik ÉÉNy 52°-os dőléssel. E réteggösszletre igen vékony tufás réteg (*Ailanthus*, *Pinus*, *Cinnamomum*) települ. Az apalázai út mentén a halpikkelyes tufa alatt csontoshal-maradványokat, cápafogakat és az említett növényi maradványokat gyéren tartalmazó vöröses szürkésbarna homokos agyag, kékessárga tuffitos agyagmárga bukkan ki. E rétegszint alatt ismét kavicsos, homokos mészkőréteg látható. A farkasordító — sok esetben jómegtartású, ősmaradványokat tartalmazó — tufafeltárás rétegei között egy növénylenyomatok nélküli, durvábbszemű tufa és egy vékonyabb, kb. 50 cm vastagságú dacittufa, végül mintegy 5—6 m vastag tufás, palás agyagmárga, agyagos tufa és finomszemű dacittufa (334/43°) következik agyag-zsinóros részek váltakozásával. Az utóbbi dacittufában halpikkelyek, halcsigolyák, csontos halmaradványok és nedves éghajlatra utaló tengerpart-közeli és attól távolabb tenyészett gazdag flóra maradványai találhatók.

(*Glyptostrobus*, *Taxodium*, *Cinnamomum*, *Myrica*, *Nyssa*). Közel a tetőhöz a domboldalon, nagyobb sávban fehér, nem agyagos, növénymaradványoktól mentes, mintegy 3 m vastagságú ősmaradványokat tartalmazó (*Echinoideák*) tufa és laza bryozoás márga következik. A Leánykő völgyrendszerében, igen jó feltárásban ismét szürkés slirszerű tufás agyagokból és zöldesfehér, finomszemű palás agyagmárgából (170/54°) álló, helyenként vékony, finomszemű homok, agyag és meszes homokkő-sávokkal, durva kavicsos lencsékkel váltakozó rétegek következnek. Ezek a rétegek azzal a különbséggel ismétlődnek, hogy a fekü felé laposabb dőlésűek és bennük gazdag flórát (*Ceratophyllum*, *Engelhardtia*) és rovarmaradványokat (*Bibio*, *Orthoptera* stb.) találunk. Jóval a Leánykő előtt foraminiférák, ostracodás, homokos agyagmárga, kavicsos agyagréteg és konglomerátum észlelhető, ősmaradványokat tartalmazó kavicsos lajtamészkő lencsékkel. Az egész mediterrán rétegösszletet tufás lajtamészkő és a lajtamészkő között konglomerátum lencsékkel teli réteg zárja le.

Magyaregregy környékén ezek a tengeri formák kétséssé teszik az alsó édesvízi rétegösszletnek a burdigalai emeletbe való sorolását.

Ősnövényntani viszonyok

A begyűjtött ősmaradványok Magyaregregytől NyÉNy-ra a Kistréti-, Farkasordítói-árkok és az Almásdűlő dacittufás rétegeiből származnak. Eddig a következő ősmaradványokat határoztam meg: Kistréti árkok: *Pinus* sp., *Taxodium* (*distichum*) *miocenicum* HEER, *Libocedrus* sp., *Cinnamomum scheuchzeri* (HEER) FRENTZEN, *Liquidambar europaeum* A. BR. (sem.) (L. 3. ábra), *Salix* sp., *Myrica* sp., *Engelhardtia brongnartii* (UNG.) SAP., *Nyssa* sp., *Ailanthus confucii* UNG., *Gramineae* és *Cyperaceae* indet.; Almás-dűlő: *Laurus* sp., *Cinnamomum polymorphum* (A. BR.) FRENTZEN, *Cinnamomum scheuchzeri* (HEER) FRENTZEN, *Cinnamomum* sp., *Daphnogene* sp., *Liquidambar europaeum* A. BR. (fol. et sem.), *Liquidambar protensum* UNG., *Parrotia fagifolia* (GÖPP.) HEER, *Populus latior* A. BR., *Salix angusta* A. BR., *Myrica lignitum* (UNG.) SAP., *Carpinus* sp., *Leguminosae* sp.; Farkasordítói-árkok: *Coscinodiscus* sp., *Triceratium* sp., *Navicula* sp., *Lastrea oeningensis* A. BR., *Filicinae* indet., *Pinus* sp. (*taedaeformis*) (UNG.) (HEER), *Pinus* sp. (*hepios*) UNG. (HEER), *Pinus* sp., *Pinus* sp. (sem.), tömegesen: *Glyptostrobus europaeus* (BRGT) HEER (L. 1. ábra), *Taxodium* (*distichum*) *miocenicum* HEER (fol. et con.), *Laurus princeps* HEER, *Laurus* sp., tömegesen: *Cinnamomum polymorphum* (A. BR.) FRENTZEN, *Cinnamomum scheuchzeri* (HEER) FRENTZEN, *Cinnamomum spectabile* (HEER) FRENTZEN, *Cinnamomum* sp., *Daphnogene lanceolata* UNG., *Daphnogene paradisiaca* UNG., «*Personia*» *laurina* HEER, gyakori: «*Embothrites borealis*» UNG. (L. 7. ábra), *Populus latior* A. BR., *Abronia bronni* (UNG.) KR., gyakori: *Myrica lignitum* (UNG.) SAP., *Amentum Betulae* sp. (L. 6. ábra), *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Ulmus brauni* HEER, *Ulmus* sp. (sem.), *Zelkova ungeri* (ET.) KOV., *Diospyros* sp., *Styrax* sp., *Physolobium ettingshauseni* STAUB, *Caesalpinites macrophyllus* (HEER) KR., *Robinia elliptica* A. BR., *Podogonium knorri* UNG. (sem.) (L. 5. ábra), *Leguminocarpon* sp. (több típus), *Cassia ambigua* UNG.,



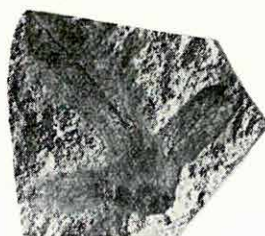
1.



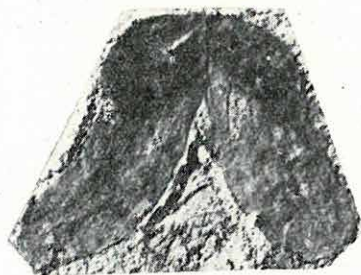
2.



3.



4.



7.



5.



8.



6.

Nyssa sp. (sem.), *Sterculia* sp., *Ailanthus confucii* UNG., *Ailanthus* sp. (fol.), *Rhus pyrrhae* UNG., *Sapindus falcifolius* (A. BR.) HEER (L. 8. ábra), *Acer* sp. (sem. több típus), *Zizyphus paradisiacus* UNG., *Ilex berberidifolia* HEER, *Catalpa microsperma* SAP., *Catalpa* sp., *Palmacites* sp., *Gramineae* és *Cyperaceae* indet.

A flórát közép nagyságú és annál nagyobb osztatlan, épszélű, részben bőrnemű, Krystofovich szerinti «Poltawa» elemek uralják. Leggyakoribbak a babérfélék, amelyekhez *Engelhardtia*, *Podogonium knorri* UNG. (L. 5. ábra) és más feltűnően melegkedvelő fajok társulnak. A fűrészelt vagy fogazott vékonylemezű, lombhullató «Turgay» elemek (*Fagus*, *Carpinus*, *Ulmus* stb.) még meglehetősen ritkák. A harmadidőszak folyamán csak később, a további hőmérsékletsüllyedéssel jutnak ezek mindjobban uralomra.

A meghatározott flórából, különösen a babérfélék nagy számából ítélve a Mecsekhegység ÉNy-i részén a miocén közepe táján tengerparti — és attól távolabb elterülő — nedvességben bővelkedő babérerdőséget kell feltételeznünk — páfrányokkal és mohákkal — ahol örökzöld és lombhullató fák vegyültek fenyőkkel. Partok közelében elterülő, itt-ott nagyobb kiterjedésű mocsárerdők jelenlétére vall a *Taxodium (distichum) miocenicum* HEER, a *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) HEER (L. 1. ábra), és a *Nyssa* jelenléte. Az édesvízi mocsarak mentén *Populus* és *Salix*, az állóvizekben a *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. (L. 2. ábra), a parti övezetben pedig sásfajták tenyésztek.

Örökzöld lombosfákként, illetve cserjékként a fahéj és kámforfák, babérok és talán a *Myrica lignitum* (UNG.) SAP. szerepeltek, több más fannemmel. Lombhullatók voltak a *Liquidambar europaeum* A. BR., *Populus latior* A. BR., *Zelkova ungeri* (ETT.) KOV., *Leguminosae*, *Ailanthus confucii* UNG. és a *Sapindus falcifolius* (A. BR.) HEER. A fenyőféléket a *Pinusok*, *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) HEER, *Taxodium (distichum) miocenicum* HEER képviselték. E partközeli erdőség változatos képét a szárazabb, nap-sugaras domboldalakat elszórtan egy-egy pálma, a meredekebb partok mészszikláit pedig fenyők tarkították. A kőzetanyagban előforduló tenger *Diatomák* jelenléte az üledék egyrészének tengeri ülepedését bizonyítja.

A növénymaradványok faji összetételéből a mainál melegebb, kiegyenlítettebb, nedvességben bővelkedő szubtrópusi éghajlatra következtethetünk. Az egyes pillangósok, illetve hüvelyesek, és az örökzöld elemek ma — mint a trópusi vagy legalábbis szubtrópusi flóra képviselői — mindenestre magasabb hőmérsékleti igényűek. Egyes páfrányok arra engednek következtetni, hogy ez az éghajlat nemcsak melegebb, hanem kiegyenlítettebb is volt. Ez összhangban van a Mecsekhegység mediterrán szigetcsoport jellegével is. Így érthető az idősebb, erősen meleget kedvelő, flóra-elemek jelenléte. Az Almásdűlő tufarétegeiben aránylag igen nagyszámúak az atlanti északamerikai és a keletázsiai flóraelemek, melegebb éghajlatot jelző fák, illetve cserjék maradványainak túlsúlyával. Ilyenek a *Liquidambar*, *Parrotia*, *Cinnamomum*-ok és mások. Másutt az *Engelhardtia brongniartii* SAP. (L. 4. ábra), a *Diospyros*, a *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) HEER, a *Taxodium*, a *Nyssa* és a *Sapindusok* képviselik. Az éghajlat hasonló

lehetett a mai keletázsiai melegebb szubtrópusi és részben Északamerika D-i részeinek atlanti tájain uralkodóhoz.

A vizsgált ősmaradványokat tartalmazó dacittufa fajták legfeljebb a helvétii alemeletbe helyezhetők.

IRODALOM

1. KRÄUSEL, R.: Die tertiäre Flora der Hydrobienkalke von Mainz-Kastel Paleontologische Zeitschr. Bd. 20. H. 1—4. Berlin. 1938.
2. NOSZKY J.: A magyaregregyi lajtamészko-feltárások sztratigráfiai viszonyairól. Földt. Közl. 80. k. 4—6. f. Budapest. 1950.
3. PÁLFALVY I.: Növénymaradványok Eger harmadidőszakából. Földt. Közl. 81. k. 1—3. f. Budapest. 1951.
4. STAUB M.: Néhány szó a Mecsek-hegység harmadkori tájképéről. Földt. Közl. VIII. k. 3—4 f. Bp. 1878.
5. STAUB M.: Baranyamegyei mediterrán növények. M.K. Földt. Int. Évk. VI. Budapest. 1882.
6. VADÁSZ E.: A Mecsekhegység. Magyar tájak földtani leírása. I. Budapest. 1935.

PLANTES MIOCÈNES MOYENNES DES ENVIRONS DE MAGYAREGREGY

Par I. PÁLFALVY

En vertu de la flore déterminée (v. le texte hongrois), surtout en tenant compte de la grande quantité des lauracées, il faut supposer, vers le Miocène moyen de la partie NO du Mecsek, l'existence d'une forêt de lauriers, riche en humidité — avec des fougères et mousses — qui végétait au bord de la mer et plus loin aussi, et où les arbres à feuille persistante et défeuillantes se mêlaient avec les sapins. La présence du *Taxodium (distichum) miocenicum* HEER, du *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) HEER (v. fig. No. 1) et de la *Nyssa* prouve l'existence des forêts de marais qui se trouvaient près des bords et atteignaient, par endroits, une étendue considérable. Les *Populus* et les *Salix* poussaient aux bords des marais d'eau douce, le *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. (v. fig. No. 2.), appartenant au voisinage du *C. submersum* L. récent, végétait dans les eaux dormantes, la végétation de la zone littorale consistait en carex.

Le présence des *Diatomées* marines que l'on trouve dans la matière de roche prouve la déposition marine d'une partie du sédiment.

En tenant compte des espèces des restes de plante, l'on peut conclure un climat subtropical, riche en humidité, plus chaud et plus modéré qu celui actuel. Cela est en accord avec le caractère d'archipel méditerranéen du Mecsek. De cette façon, on peut comprendre la présence des éléments de flore anciens, fort thermophiles.

СРЕДНЕ-МИОЦЕНОВЫЕ РАСТЕНИЯ ИЗ ОКРЕСТНОСТИ Д. МАДЬАРЭГРЕДЬ

Иштван Палфалви

Судя по определенной флоре (см. в венгерском тексте) и особенно по большому количеству лавровых, в середине миоцена в северозападной части гор Мечек следует предполагать наличие обильных влагой лавровых лесов с

папоротниками и мхами, разпослагающихся на берегах и дальше от них, в которых вечнозеленые и лиственные деревья смешивались с хвойными. На присутствие болотных лесов, располагающихся вблизи берегов и имеющих в некоторых местах значительное распространение, указывает наличие *Taxodium (distichum) miocenicum* НЕЕР, *Glyptostrobus europaeus* (BRGT.) НЕЕР (см. рис. № 1) и *Nyssa*. Вдоль пресноводных болот росли *Populus* и *Salix*, в стоячих водах *Ceratophyllum hungaricum* n. sp. (см. рис. № 2), относящееся к кругу живущей и в настоящее время формы *C. submersum* L., а в береговой зоне осоки.

Присутствие морских диатомей, встречающихся в материале пород, свидетельствует о том, что известная часть осадков осаждалась в море.

Из видового состава растительных остатков можно заключать на обильный влажной субтропический климат, более жаркий и более уравненный настоящего. Это хорошо согласуется и с средиземноморским, островниковым характером гор Мечек. Присутствие более древних, сильно термофильных флористических элементов таким образом становится понятным.

A BÖRZSÖNYHEGYSÉG ÉK-I ELŐTERÉBEN ÉS A HEGYSÉG É-I RÉSZÉN VÉGZETT FÖLDTANI KUTATÁSOK

(XIV. sz. melléklettel)

Írta: POJJÁK TIBOR

A terület rétegtani felépítése

A bejárt terület képződményei képződésük sorrendjében a következők:

1. *alsó-oligocén* (latterfi emelet) «hárshegyi homokkő» képződmény;
2. *felső-oligocén* (katti emelet) homokos agyagmárga, laza homok, homokkőbetelepüléssel;
3. *középső-miocén* (helvétii emelet) fekűkavics, durva homok, slires agyagmárga-márgapala, fedő (andezitfekvő) kavicsok;
4. *középső-miocén* (alsó-törtónai emelet) andezittufa, agglomerátum és andezit;
5. *középső-miocén* (felső-törtónai emelet) lajtamészko-képződmény;
6. *pliocén-ópleisztocén* eróziós és terrasz kavics;
7. *pliocén-pleisztocén* mésztufa;
8. *új-pleisztocén* lösz;
9. *óholocén* futóhomok és
10. *újholocén* ártéri képződmények.

1. *Alsó-oligocén latterfi emelet.* A vizsgálat alá vett terület legidősebb felszíni képződménye transzgressziós parti üledék: az alsó-oligocén magasabb szintjébe tartozó «hárshegyi homokkő». Ezt a terület legdélekeletibb csücskén, a Bánki-tótól D-re, a vasútvonal É—D-i irányú szakaszának Ny-i oldalán lévő kis kőfejtő tárja fel. Az alsóbb szintekben finomabb és durvább szemű homokkőpadok váltakoznak egymással, felfelé pedig fokozatosan durva kavicsos, konglomerátumos homokkőbe megy át. Az alsóbb szintek finomabb szemű homokkőpadjainak uralkodó szemnagysága 0,3—0,8 mm (78%), míg a durvább szemű homokkőpadok szemcséi 1,5—3 mm (70%) nagyok. A homokkőpadok dőlése ÉNy-i, lapos lejtésű; mért dőlésirányok: 320°—330°, 10°—14°-os lejtőszöggel.

2. *Felső-oligocén, katti emelet.* A felső-oligocén rétegek jó feltárásait csak mélyebb vízmosásokban, a dombok meredekebb, nyugati oldalain kapjuk meg.

BARTÓ L. a Sósartyán—Szécsény környéki területen észlelt viszonyok alapján a katti rétegcsoportot három főbb szintre tagolja. Ezek a következők:

1. szürke agyagos homokkő (slir fácies; alsó-katti), 2. meszes, sárgás-

szürke, csillámos márga és homokos agyag (középső-katti), 3. homok és glaukonitos homokkő (felső-katti).

Ennek alapján magam is megkísérlettem a katti képződmények szintekre tagolását. A BARTKÓ-féle szintek közül területemen csak a 2. és 3. mutatható ki.

a) K ö z é p s ő - k a t t i : a térképezett területnek főleg K-i részén találhatók meg, de itt-ott Ny-abbra is fellelhetők.

A középső-katti képződmények kövületekben meglehetősen szegények. Többnyire csak *Pecten*-héjak ismerhetők fel bennük. Dőlést mérni csak egyes helyeken sikerült: Bánk—Rétság környékén a dőlés Ny-i, DNy-i, (14° — 20°), Tolmács környékén D-i, DK-i (5° — 8°).

A homokos-agyagmárgák és agyagmárgák mechanikai összetételének összehasonlítására hat különböző lelőhelyről vett átlagmintát vizsgáltam meg. Az iszapolást desztillált vízben Robinson—Köhn-féle készülékkel végeztem. Az eredmények a következők:

	1.	2.	3.	4.	5.	6.
> ... 0,2 mm	11,34%	3,49%	2,12%	10,85%	6,54%	1,50%
0,200—0,020 "	38,04	20,33	18,96	15,72	39,42	21,46
0,020—0,005 "	33,92	66,10	44,24	40,63	26,73	53,66
0,005—0,002 "	8,15	7,90	21,16	22,14	21,89	11,30
< ... 0,002 "	8,55	2,18	13,52	10,66	5,42	12,08
	100,00 %	100,00 %	100,00 %	100,00 %	100,00 %	100,00 %

(Az adatok 100-ra vannak átszámítva!)

Lelelőhelyek:

1. Rétság, templomtól ÉK-re 600—650 m távolságban, szürke, homokos agyagmárga;

2. Bánki malom \odot 178-től KÉK-re 350—400 m távolságban, sárga-sárgásszürke homokos agyagmárga;

3. Rétság, alsó malomtól ÉK-re 250 m-re, kissé homokos szürke agyag;

4. Alsó Jásztelekpusztától Ny-ra 750—800 m-re, agyagbetelepülésekkel váltakozó ige finom homokos márga;

5. Felső Jásztelekpusztától K-re \odot 181-től DDK-re 250 m-re, sárgásszürke agyagmárga;

6. Borsosberény Ny-i oldalán mély vízműsásban a temető Ny-i oldalán levő agyagödrökből sárgásszürke agyagmárga.

Az aránylag közeli területek agyagmárgáinak és homokos agyagjainak szemcseösszetétele lényegesen eltérő. E sekélytengeri-partközeli, esetleg lagunaüledékek keletkezésekor az ülepedési viszonyok térben és időben változók lehetnek.

Ásványos összetétel szempontjából egységesebb a kép. Mikroszkóp alatt uralkodóan kvarc, muszkovit és földpáttöredékek, alárendelten kalcit, gipsz, amfiból és gránátszemcsék, a kékesszürke változatokban glaukonit, pirit és magnezit, a sárgákban limonit, azonkívül igen ritkán apatit, cirkon és rutilszemcsék ismerhetők fel e márgákban. A kvarc mennyisége uralkodó: a különböző mintákban centrifugálással megállapítva 72—80% között ingadozik. Utána a muszkovit a leggyakoribb. Kvarc-muszkovit arány 1:5—1:6. A földpát többnyire savanyú plagioklász ($Ab_{92}An_8Ab_{55}An_{45}$). Glaukonit különösen a borsosberényi [6] és rétsági [3] mintákban fordult elő számottevő mennyiségben (2—3%).

b) Felső-katti: laza, rosszul rétegezett, vagy rétegzetlen, agyagos és homokkőbetelepülésekkel váltakozó csillámos homok és legfelső szintként aprókavicsos, agyagos homok tartozik ide. A tolmács—borsosberényi vonaltól Ny-ra ezek uralkodnak mindenütt. Ezek is csak a mélyebb vízmosásokban, a vasúti bevágás mentén, vagy a dombok É-i—ÉNy-i oldalain bukkannak elő az agyagos-homokos lösz alól. A homokosabb képződményekben gyakran elég sok a kövület.

A homokkőbetelepülésekkel váltakozó finomabb-durvább homok igen szép feltárását a volt Tolmácspusztától DK-re lévő völgyben bejelölt kőfejtőben látni. Itt a kb. 4 m vastag rétegszelvény a következő:

felül:

70—80	cm	vastag vörösbarna agyagos-homokos talaj;
30—50	"	kékesszürke agyagos márga;
40—45	"	barnássárga agyagos homok;
50—60	"	finomszemű világossárga mészcikós homok;
35—40	"	<i>Pectunculus obovatus</i> durva homokkőpad;
150—180	"	finomszemű sárga csillámos homok, kb. a közepén 4—6 cm vastag kövületes paddal (<i>Pectunculus</i> , <i>Ostrea</i>);
20—25	"	kemény, szürke homokkőpad;
legalul:		finomszemű, sárga csillámos homok.

A kőfejtőben a homokkőpadok mentén a dőlés ÉK-i ($50^\circ/6^\circ$), de a kőfejtőtől ÉNy-ra 150—200 m-re lévő völgyecskeben a sárgásszürke laza csillámos homokban lévő homokkőpad dőlése már DNy-i ($225^\circ/5^\circ$). Itt tehát egy kisebb méretű harántvető mentén a rétegek ellentett lejtésű helyzetbe zökkentek. Erőteljesebb lehetett az elmozdulás a kőfejtőtől K-re kb. 100 m-re meghúzható $165—345^\circ$ irányú vető mentén, mert itt a katti középső agyagmárgás szintjei jutnak egy szintbe a felső homokos-homokkőves szintekkel. E vetők iránya szépen beleillik a Tolmácsból É-ra kb. É—D-i irányú ($170—350^\circ$) völgy és a Tolmácspuszta Felső Jásztelekpuszta-i völgy szintén hasonló irányú csapásvonalába.

Ny-abbra, ill. ÉNy-ra, Nagyoroszi környékén már rétegzetlen csillámos homokok képviselik a felső-kattit. Ezekbe a homokokba helyenként durvább homokkőszerű lencsék (Nagyoroszitól ÉNy-ra ϕ 236 mellett és tőle D-re 250 m) és vékonyabb-vastagabb agyagesíkok települnek (ott, ahol a Hévíz-patak Ny—K-i irányból D—É-i irányba kanyarodik). A ϕ 236 melletti homokokból és homokkőpadokból bőven kerültek elő kövületek, *Pecten*, *Echinodermaták*, *korallók*, *tengeri lilium nyéllagok* stb. Ez minden bizonnyal a legfelső oligocén korallós fáciese.

A felső-kattinak egy mélyebbre zökkent tagját látom a Felső Jásztelekpusztától K-re, a Ligetvölgy É-i oldalán lévő névtelen dombocska Ny-i oldalán, sárga löszszerű homokból előbukkanó kemény kövületes konglomerátumban. A kövületek főleg *Ostrea*, *Pecten*, *Pectunculus* és egyéb kagylóhéjak és kőbelek.

A katti legfelsőbb szintjeiben a legtöbb helyen kavicsos agyag és homok található. Itt sokszor nehézség mutatkozik a felső-oligocén fedő és a középső-miocén fekvő kavicsok elhatárolásában. Általában az apróbb (tojásnyi és kisebb) kavicsokat oligocén fedőnek, a durva kavicsokat miocénnek vehetjük. A felső-oligocén fedőkavicsréteg Nagyoroszitól D-re, a Vásártér É-i oldalán

lévő feltárásokban és a Borsosberény vasúti megállótól É-ra lévő előfordulásokban minden bizonyossággal kimutatható.

A laza csillámos homok szemcseösszetételét öt különböző lelőhelyről vett mintán tanulmányoztam. Az eredmények a következők:

	1.	2.	3.	4.	5.
> 1 mm	3,45 %	2,72 %	5,16 %	4,28 %	1,37 %
1,000—0,200 "	38,13	26,84	49,56	29,70	35,15
0,200—0,020 "	26,24	30,19	20,40	37,53	23,12
0,020—0,005 "	18,07	22,10	15,16	18,27	26,33
0,005—0,002 "	13,26	16,88	7,62	8,66	10,08
< 0,002 "	0,85	1,27	2,10	1,56	3,95
	100,00 %	100,00 %	100,00 %	100,00 %	100,00 %

A minták *lelőhelyei* a következők:

1. Diósjenőtől ÉK-re, a Kápolnahegytől NyÉNy-ra vasúti bevágásban leásott aknából;

2. Borsosberénytől Ny-ra, Szomolyapuszta \odot 252-től ÉÉK-re 500—550 m-re a domboldalon leásott aknácskából;

3. Diósjenő-Nagyoroszi-i vasút kanyarulatánál, Erzsébetpusztától K-re;

4. Nagyoroszi, Horaerdő, a rókapincéknél \odot 234-től É-ra 400—450 m;

5. Nagyorosztól É-ra, Pusztaszőlőtető Ény-DK-i irányú vízmosásából.

E laza csillámos homokban az uralkodó (70—75%) kvarcon kívül főleg muszkovit-szericitesillámot találunk nagy mennyiségben (15—20%), sőt az 1. és 2. sz. lelőhely iszapfrakciója majdnem teljesen csillámból állt. Ezek a pikkelykék ugyan nagyobbak voltak 5 mikronnál, de lemezes kifejlődésük miatt lassabban ülepedvén, növelték a finom-iszap frakció (0,005—0,002 mm) mennyiségét. A kvarc és csillámon kívül főképp földpáttöredékek (oligoklász), gránát-, amfiból- és kalcittörmelék szerepelt még nagyobb (néhány %-nyi) mennyiségben. A galukonit mennyisége feltűnően kevés (1%-on aluli) volt. Csak elvétve került elő a mintákból egy-egy korund, apatit, rutil és epidot-szemcse.

3. *Középső-miocén helvétii emelet.* Területünk a felső-oligocéntól a középső-miocénig szárazulat volt, ezért a középső-miocén transzgressziós üledékei egyenetlen térszínre diszkordanciával települnek.

10. NOSZKY J. három egymástól jól elkülöníthető szintet különböztet meg e képződmény-csoportban [8,1]. Területünkön mindhárom szint jól felismerhető.

a) *Alsó-helvétii:* szárazföldi kavicsok és agyagok. Diósjenőtől É-ra Nagyoroszi környékéig jól láthatók a Börzsöny bázisán és egyes távolabbi dombok tetején «tanuhegyek» alakjában. A legkeletibb előfordulásuk Tolmácspusztától D-re és Nagyorosztól ÉK-re a \odot 218 környékén van, igaz, hogy valószínűleg nem eredeti fekvőhelyen. A kavicsok anyaga kvarcit, gneisz, fillit, elvétve homokkő, dolomit és mészkő. VIGH Gy. szerint «ezek a kavicsok csak a mai Börzsöny helyén állott őshegységről származhattak, mely csak az andezitkitöréseket kiváltó mozgások során süllyedt el s megelőzőleg a kavicsok anyagát szolgáltatta».

Terresztrikus képződmények a legnagyobb területet Borsosberény és

Nagyoroszi környékén borítják, így a Kövecsesdombon, a Kaluszkótetőn a volt keskenyvágányú iparvasúttól É-ra, a ϕ -274 tetején, Szomolyapuszta környékén a Vörösharaszt ÉK-i részén fordulnak elő nagy kiterjedésben. E helyeken mindenütt csak a kavicsokat észlelni, a közéjük települt agyagok csak a Drégelyvár vasúti megállónál kezdődő völgyben a kanyarulat táján észlelhetők jó feltárásban. Mintegy 30—40 m-rel a kanyarulat előtt konglomerátumszerű, kemény kövületes parti képződmény látható, melyet már NOSZKY is említ [8]. A kövületek zöme *Ostrea* és *Pecten*. Kissé feljebb a kanyarulat előtt 15—20 m-rel kékesszürke, képlékeny zsíros teresztrikus agyag látható.

b) K ö z é p s ő - h e l v é t i tengeri képződmények: slíres agyagmárga és márgapala tartozik ide, melyek főleg Nagyoroszi, Drégelypalánk és Hont környékén borítanak nagyobb területeket, de megvannak Diósjenőnél É-ra a Kámoralja és a Krajcsuhegy alsó lankásabb oldalain is. A legszebb feltárásokat a Nagyoroszi és Drégelypalánk közt lévő Aranygombhegy és a Hajdúhegy nyújtja. Alul pados, laza homokkőszerű márgával (slír) kezdődik a sorozat, majd agyagmárgapadokkal folytatódik, s végül az Aranygombhegy tetején durvaszemű, homokos-kavicsos rétegek ülnék. Az Aranygombhegy É-i oldaláról és a kútbereki őrháztól É-ra, K—Ny-i irányú völgyecséből kerültek elő kövületek (*Pecten*, *Cardium*, *Anomia*, *Ostrea*).

Egészen más a hontkörnyéki középső-helvéti kifejlődése. Itt a «Honti szakadás» márgás és agyagos-homokos rétegeiből, a honti mélyüti árok homokos rétegeiből s a Szt. János-árokban bőven kerülnek elő kövületek. E kövületeket részletesen leírta MAJER J. [4]. Honttól nyugatra a Nagyhegyen és a Csepegőhegy É-i nyúlványain túl a középső-helvéti képződményei eltűnnek a felső teresztrikus (andezitfekvő) kavicsok alatt.

A «Honti szakadás» tulajdonképpen egy fiatal kaptura eredménye. Az eredeti vízfolyás iránya a Dobogó- és Jelenchegyek felől ÉNy, majd Ny felé tartott a Kőmájkavölgyben, a Nagyhegy D-i oldalán, majd Parasaakolnál É, illetve ÉK felé fordulva Szurdoknál érte el az Ipoly völgyét. Ma is állandó vízfolyása van ennek az érett völgyrészletnek. A Nagyhegy K-i oldalán az Ipoly felől hátravágódó kis völgyecske Kőmájkánál elérve a patak felső részét, azt lefejezte. A szakadéokban szebbnél-szebb vízeséseken zuhog le a víz. A vízesések lépcsői kemény homokkőből és márgából állanak. A szakadékok vízesések fölötti részén a rétegek dőlése uralkodóan ÉNy-i, enyhe lejtőszögű ($310-320^\circ/6-8^\circ$), míg az alsóbb részen DK-i dölések mérhetően meredekebb lejtőszöggel ($135-140^\circ/12-14^\circ$). A szakadéklépcsők fölött jól láthatók egy ÉNy—DK-i csapású vetőnek a csúszási lapjai.

c) F e l s ő - h e l v é t i teresztrikus szint. A helvéti végén a teresztrikum megismétlődött. Főleg teresztrikus kavicsok tartoznak ide, melyek legtöbb helyen kibújnak az amfibolandezittufa és agglomerátum takarók alól. Honttól Ny-ra már csak ez a szint látható a helvétiből a vulkáni képződmények fekvőjében. Vastagságát kb. 60 m-re becsülhetjük [8], különösen az É-i—ÉK-i részeken.

Az andezitfekvő teresztrikus kavicsok több helyen szép feltárásban tanulmányozhatók. Így az Öregvágáshegytől K-re 500—600 m-re lévő kőbányában, a Sárkánytörés É-i oldalán, az Oszlai-árokban és a Naphegy É-i

oldalán a műút mellett lévő kavicsbányában. Az Öregvágáshegy K-i oldalán a volt kisvasút végén lévő kavicsbányában mintegy 25 m vastagságban van feltárva. A kavicsok zöme kvarcit (fekete lidit, fehér kvarc és vöröses karneol), gneisz, csillámpala, elvértve homokkő és mészkő. Alul durvább (gyermekfej nagyságú) darabok vannak apróbb szemű alapanyagban, úgyhogy az egész konglomerátum-szerű. Felül laza homokban apróbb kavicsok vannak.

4. és 5. *Középső-miocén tortónai emelet.* Két szintet különböztetünk meg benne, alsó szintjébe vulkáni képződmények, a felsőbe pedig lajtamész-kő tartozik.

4. *Alsó-tortónai vulkáni képződmények.* Különböző kifejlődésű tufák, agglomerátumok és lávák tartoznak e szintbe, melyek közvetlenül a felső-helvétai teraszterületekre települnek. PAPP F. a Börzsöny eruptívumait részletesen tárgyaló dolgozatában [10] három erupció-ciklust különböztet meg, melyekben a kőzetek a következő sorrendben törtek ki:

1. Kezdeti erupcióciklus: a) dácit, b) gránátos biotitamfibólandezit;

2. középső erupcióciklus: a) kék amfibólandezit, b) teléres andezit, c) lávaarak tufával váltakozva;

3. befejező erupcióciklus: a) vörös kvarctartalmú amfibólandezit, b) piroxénandezit.

A Börzsöny É-i részén a vulkáni törmelékkőzetek: tufák-breccsák és agglomerátumok uralkodnak mindenfelé. Lávakőzetet csak a Kőember K-i oldalán és a Döbrebérc É-i részén észleltem. Ezek a piroxénandezit típusba tartoznak.

a) *Piroxénandezit:* a Kőember ÉK-i oldalán 500 m körüli t. sz. f. magasságban lévő hatalmas kőbánya tárja fel a piroxénandezitet kb. 30 m vastagságban. A kőzet színe sötétszürke-fekete. Alul zsákszerű nagy tömbökben válik el, azonkívül még vastagpados elválás is észlelhető, felül az elválás uralkodóan vékonypados. A lávapadok dőlése uralkodóan ÉK-i és igen meredek: 30°–40°. Egyes helyeken vörösszürke amfibólandezittömbök is észlelhetők zárványok alakjában a piroxénandezitben. A bánya K-i és DK-i oldalán erőteljesebb kovásodás figyelhető meg. Az üregeket kitöltő sárga, sárgászöld, vöröses és kékes opálváltozatok sokszor fej nagyságúak. Az opálgumók körül a kőzet elbontott: sárgászöld színű, agyagszerű.

Mikroszkóp alatt a kőzet szövete mikroholokristályos porfiros. Az alapanyag mennyisége 40–50%, ásványai plagioklász, augit, magnetit, hipersztén, és elvértve biotit. A porfiros beágyazások: plagioklász, hipersztén, augit és rezorbeált amfiból. Az elegyrészek százalékos eloszlása a következő:

porfiros plagioklász	36 %
" hipersztén	6
" rezorbeált amfiból	2
" augit	3
plagioklász (az alapanyagban)	25
hipersztén	6
augit	10
magnetit	9
biotit	2
apatit	1
	<hr/>
	100 %

A bázikus *plagioklász* a kőzet legfontosabb elegyrésze. Összmenyisége 60—61%. A porfiros plagioklászok zónasak. A belső mag összetétele a szimmetrikus zónában mért kioltás alapján ($\text{An}_{60}\text{Ab}_{40}$ — $\text{An}_{80}\text{Ab}_{20}$) labradorit-bytownitnak felel meg, kifelé a zónák savanyodnak, a külső köpeny gyakran az oligoklász-andezin-sorba tartozó földpátnak felel meg ($\text{Ab}_{75}\text{An}_{25}$ — $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$). Az alapanyag apró (40—100 mikron) plagioklászainak összetétele a belső mag összetételéhez áll közelebb ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ — $\text{Ab}_{35}\text{An}_{65}$). A plagioklászok rendszerint üdék, táblás termetű kristályaik sűrűn ikerlemezesek (albit ikertörvény szerint).

Az *augit* és a *hipersztén* körülbelül egyensúlyban vannak. Az alapanyagban az augit, a porfiros beágyazások között a hipersztén a számottevőbb. Mindkét piroxénfajta meglehetősen üde, csak az opálgumók körüli részeken figyelhető meg a hipersztén basztitosodása. A hipersztén igen erős pleokroizmust mutat: *a* = halvány vörössárga, *b* = barnás-vöröses, *c* = sárgászöld. Tehát Fe-ban gazdag hipersztének. Az augit pleokroizmusa alig észrevehető. A kovásodott típusokban az augit gyenge ércesedése figyelhető meg.

Az *amfiból* többnyire csak rezorbeált szemekben található, néha azonban egy-két érintetlen töredéke is előkerül. Pleokroizmusa igen erős: *a* = sárgászöld, *b* = zöldezbarna, *c* = fűzöld. A rezorbeált amfibólok helyét érces tömegből (magnetit) és augitból álló halmaz foglalja el.

A *magnetit* szemek idiomorfok, apró kis oktaéderek. A biotit foszlányszerű lemezes alakjával xenomorf. Az opálos részek körül megfigyelhető a kloritosodása. Az apatit igen apró (10 mikronon aluli) kis oszlopocskák alakjában található az alapanyagban.

b) Vulkáni törmelékközetek. A Börzsöny É-i részének felépítésében a vulkáni törmelékközetek viszik a főszerepet. LIFFA és VIGH a területünkől D-re eső Nagy-Börzsöny, Szokolya és Kemence környékén megkülönböztetnek agglomerátumos tufákat, kristálytufákat és hamutufákat [3]. E típusok területünkön is felismerhetők.

a) Az agglomerátumos tufák a legelterjedtebbek. A Nagy-völgy É-i oldalán a Kecskébérc, Kőkapú, Pulyahegy D-i lejtőin a völgy szintjéig is megtalálhatók, É-abbra azonban már csak a hegyek tetején ismerhetők fel (Jelenchegy, Nagyhegy). A benne lévő kőzetzárványok anyaga szürke és vöröses alapanyagú amfibólandezit. Nem ritkán a fekvő helvétai rétegekből származó kvarcitkavicsok is megfigyelhetők a breccsában (Pulyahegy, Kalakocsvölgy), vagy kimállva a felszínen. Ezek magasabb térszínről kerülhettek bele a mélyebb térszínen felhalmozódó breccsa anyagába. A zárványok nagysága mogyoró-diónagyságútól a köbméternyi tömbökig változik.

Az agglomerátumos tufák többnyire rétegzetlenek, a bombák rendezetlenül össze-vissza hevernek a tufás alapanyagban. Rétegzés csak ott vehető ki valamennyire, ahol vékony homoktufarétegek települnek az agglomerátum közé (pl. a Kőkapú K-i oldalán, vagy a Kalakocsvölgy felsőbb szakaszán).

Az agglomerátumban található bombák anyaga amfibólandezit. Kétféle típus különböztethető meg: vöröses alapanyagú amfibólandezitek és szürkésfekete hiperszténes amfibólandezitek. Az utóbbi típus általánosan

elterjedt. Bennük az amfiból meglehetősen üde, ércesedés nyomát alig mutatja. A hipersztén alárendelt. A földpátok andezin — labradorsorba tartozó plagioklászok ($\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ — $\text{Ab}_{38}\text{An}_{62}$). Az alapanyag szürke színét a benne elszórt magnetitszemek okozzák. A vöröses alapanyagú amfiból-andezitek alapanyagában apró hematitlemezek, ismerhetők fel. Ezekben a színes elegyrészeket főleg az amfiból (20—25%) és a biotit képviseli (4—5%). Ezek Drégelyvár, Kővágóhegy és a Kőember agglomerátumaiban ismerhetők fel.

β) A hamutufát főleg a hegység legészakibb részén (Bábahegy, Nagyhegy, Boroshegy) észlelni. Igen szép feltárás látható e képződményben Honttól D-re a Bábahegy É-i részén. Itt a tufarétegek között lencseszerűen betelepült limonitos-opálos gumók és horzsakőgörgetegek is megfigyelhetők. A tufapadok dőlése ÉÉK-i (26—30°), (10—12°), a Ny-i oldalon ÉNy-i (300/5°). A D-ebbi területeken a hamutufa csak egyes vékonyabb betelepülések alakjában fordul elő az agglomerátumos képződményben.

γ) A kristálytufa előfordulása helyi jelentőségű, szintén csak betelepülés a durvább breccsás-tufákban (Kővágóhegy, Nagyhegy). A finomszemű alapanyagban néhány mm nagyságú elég jó megtartású amfibólok találhatók. A Drégelyvár—Kővágóhegy vonulat D-i részén azonkívül szép gránátok is gyűjthetők.

A tufákban az alapanyag mennyisége uralkodó (50—70%), benne a PAPP F. által is észlelt [10] kaolinszerű behintéseket én is észleltem; úgy vélem, hogy ezek igen apró izotrop kőzetüvegrészletek, melyek a vasoxidtól sárgára festettek. Egyes helyeken a tufák alapanyaga teljesen elkovásodott (Kőember D-i része, Jelenchegy a Szarvaskunyhó táján), opál itatja át az egész alapanyagot, úgyhogy a kőzet lávakőzet benyomását kelti.

A tufák uralkodó ásványos elegyrészei a földpát, amfiból és hipersztén; alárendelt a biotit és az érc. A földpátok üdék, rendszerint automorfok, megnyúlt oszlopos termetűek. Kioltás alapján az összetételük $\text{Ab}_{50}\text{An}_{50}$ körüli andezinne felel meg. Gyakran üvegzárványokat (Nagyhegy, Görbehegy), és apatittüket tartalmaznak. Az amfiból szintén automorf és nem mutat ércesedést. A hipersztén mennyisége már alárendeltebb. Szemcséi rendszerint üdék, csak a kovásodott típusokban bontottabb: ércesedés és basztitosodás nyomait mutatja.

Az andezittufa-képződmény dőlése túlnyomórészt ÉNy-i (300—330°/5—15°). Csak a Kőkapú K-i oldalán volt észlelhető DNy-i (250°/6°) és a Bábahegyen ÉÉK-i (26—30°/10—12°) dőlés.

5. *Felső-törtónai lajtamészkő*: területünk legnyugatibb részein, Bernecebaráti környékén fordul elő. Itt a Mészdomb és az Irtványhegy tetején az andezitkomplexumra települve elég nagy felszíni kiterjedésben tanulmányozhatók, de ÉNy felé a Tordovácspatak völgyében is megtalálhatók az andezittufák fölött. Kifejlődése igen változatos.

Az andezit fekvőjében lévő felső-helvétii terresztrikus kavicsok és a fedőjében lévő törtónai lajtamészkőcsoport világosan rögzíti a vulkáni kitérősek korát, mely így az alsó-törtónai időszakra tehető.

6. *Pliocén (levantei) — ópleisztocén eróziós kavicsok és terrasz-képződmények*. A felső-törtónai óta területünk szárazulat. Az erózió lassan kikezdte

az andezittakaróval nem védett helvétí kavicsszinteket, sőt az agglomerátumot is. Ezek a kavicsok, andezitgörgetegek, mélyebb térszintben felhalmozódtak s helyenként terraszszerű képződményeket alkotnak (pl. Drégelypalánktól Ny-ra). A magasabbról lesúvadt helvétí kavicsoktól főleg abban különböznek, hogy sok bennük az andezitkavics.

7. *Pliocén — pleisztocén mésztufa.* A Noszky J. által említett mésztufaroncra nehezen akadtam rá a Drégelyvár Ny-i oldalán. A laza, porózus, növénylenyomatos mészkő legnagyobb részét már elhordták.

8. *Újpleisztocén löszképződmények.* Lösz, agyagos lösz fedi mindenütt az alacsonyabb dombokat és a magasabb dombok lankásabb oldalait. E képződmények fedik el szemünk előtt a katti és helvétí rétegek nagy részét, de megvannak az andezitkomplexum fölött is az Irtványhegyen, Görbehegyen és a Nagyszuhán.

9. *Óholocén futóhomok.* A városi terraszcintjében az Ipoly mentén Ipolyvecse, Drégelypalánk és Hont környékén nagyobb területeket borítanak be a futóhomokok. Ezek anyagát az óholocén időkben fújta ki a szél az Ipoly medréből, illetve a takaró nélkül maradt oligocén képződmények anyagából. Legmagasabbra Hont környékén húzódnak fel e futóhomokok.

10. *Újholocén alluviális képződmények.* Az Ipoly mentén széles sávban, de a mellékpatakok völgyeiben is megfigyelhetők a folyóvizek vékonyabb-vastagabb jelenkori hordalékai, iszapok és homokos öntéstalajok.

Tektonikai viszonyok

A bejárt területen mindenütt töréses szerkezet uralkodik, bár a vetődéseket sokszor nehéz pontosan kijelölni a terület elfedettsége miatt. A völgyek irányából és egyes helyeken az eltérő képződmények egy szintben való előfordulásából, továbbá egyes igen közeli helyek eltérő dőlésirányából erre kell következtetnünk. A Magyar Középhegységre jellemző alsó-pannon utáni ÉÉK—DDNy-i ú. n. hosszanti vetők és az alsó-levantei utáni ÉNy—DK-i irányú keresztvetők egyaránt felismerhetők területünkön, ha több helyen az eredeti iránytól elhajlott irányban is. A hosszvetők mentén erőteljesebb elmozdulások figyelhetők meg, pl. a bánki hárshegyi homokkő mélybeszakadása a térképre is bejelölt 20°—200° irányú vető mentén, vagy az Oszlái-árok, ahol a felső-helvétí teresztrikus kavicsok hirtelen mélyebb szintbe zökkennek az árok Ny-i oldalán felismerhető vető mentén.

Az ÉNy—DK-i irányú keresztvetőkre legszebb példát a Honti-szakadásban látjuk. A kanyarulat utáni keskeny völgyesorosban jól látható e vető csúszási lapja. A vetőtől É-ra a középső helvétí slir rétegek dőlése nagyjából DDK-i, a vetőtől D-re a dőlés uralkodóan ÉNy-i.

Igazi gyűrődéseknek nyomát sem látni területünkön. Legfeljebb felboltozódás adódik ki a meglehetősen gyérszámú oligocén képződményekben mért dőlésadatokból. Az antiklinális tengelye azonban csak nagy fenntartással jelölhető ki a MAJZON-féle Horpács—Berényi antiklinális folytatásában.

IRODALOM

1. FERENCZI I.: Adatok a Börzsöny-hegység geológiájához. Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról. Bp. 1929.
2. JUGOVICS L.: Dacitvorkommen im Börzsöny-Gebirge. Tscherm. Min. u. Petr. Mitt. Bd. XLIII. 1933.
3. LIFFA A.—VIGH Gy.: Adatok a Börzsöny-hegység bányageológiai viszonyaihoz. Földt. Int. Évi Jel. 1933—35-ről. Bp. 1935.
4. MAJER I.: A Börzsönyi-hegység északi részének üledékes képződményei. Földt. Közl. XLV. k. Bp. 1915.
5. MAJZON L.: Adatok Romhány és Ipolyszög környékének földtanához. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. Bp. 1952.
6. NOSZKY J.: Adatok az Ipolyvölgy hidrológiájának ismeretéhez. Hidr. Közl. XIV. k. Bp. 1934.
7. NOSZKY J.: Hont és Nógrád vármegyéek geológiai viszonyai. Magy. városok és várm. monográfiája. XVI. k. Bp. 1934.
8. NOSZKY J.: A Börzsöny-hegység ÉK-i lábának földtani viszonyai. Földt. Int. Évi Jel. az 1936—38. évről. I. k. Bp. 1938.
9. PAPP F.: Hidrogeológiai megfigyelések a Börzsönyi-hegységben. Hidr. Közl. IX. k. Bp. 1929.
10. PAPP F.: A Börzsönyi-hegység eruptív kőzetei. Mat. Term. Tud. Ért. XLIX. k. Bp. 1932.
11. PAPP F.: Über die Andesit- und Dacit-kontakten im Börzsöny Gebirge. Földt. Közl. LXII. k. (különlenyomat). Bp. 1932.
12. PAPP F.: Über die eruptiven Gesteine im Zentralgebiet des Börzsöny Gebirges. Földt. Közl. LXIV. k. Bp. 1934.
13. REICH L.: A Börzsöny-hegység nyugati peremének mediterrán képződményei. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. Bp. 1952.

LES RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES ABORDS DE NE DU BÖRZSÖNY ET DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DE CETTE MONTAGNE

Par T. POJÁK

Ce sont les formations suivantes qui prennent part à la structure stratigraphique du territoire: 1° «Grès de Hárshegy» oligocène inférieur (lattorfien), 2° marne argileuse à sable, sable friable oligocènes supérieurs (chattiens), 3° gravier, sable grossier, marne argileuse à Schlier, schiste marneux, graviers de couverture miocènes moyens (helvétien), 4° tuf andésitique, andésite agglomératique, miocènes moyens (tortonien inférieur), 5° formation de Leithakalk, miocène moyen (tortonien supérieur), 6° gravier d'érosion et de terrasse pliocènes-pléistocènes inférieurs, 7° tuf calcaire plio-pléistocène, 8° loess pléistocène supérieur, 9° sable mouvant holocène inférieur, 10° formations alluviales.

V. les résultats des analyses de constitution minéralogique et granulométriques de ces formations-ci, dans le texte hongrois.

Le territoire a une tectonique à failles bien qu'il soit très difficile de suivre les lignes tectoniques, car le terrain est recouvert. L'on peut bien reconnaître les failles longitudinales Ce direction NNE—SSO postérieures au Pannonien inférieur et celles obliques de direction NO—SE postérieures au Levantin inférieur, lesquelles sont caractéristiques de la Montagne Centrale Hongroise (Mittelgebirge).

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ, ПРОВЕДЕННЫЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПЕРЕДНЕМ КРАЮ И В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР БЁРЖЁНЬ

Тибор Помяк

В стратиграфическом строении территории участвуют следующие образования: 1. ниже-олигоценый (латторфский) «песчаник Харшхедь», 2. верхне-олигоценый (хаттский) песчаный глинистый мергель, рыхлый песок, 3. средне-миоценовый (гельветский) гравий, грубый песок, шлировый глинистый мергель, мергелистый сланец, покровный гравий, 4. средне-миоценовый (нижне-тортонский) андезитовый туф, аггломерат, андезит, 5. средне-миоценовое (верхне-тортонское) образование известняка Лейта, 6. плиоценово-древне-плейстоценовый эрозионный и террасовый гравий, 7. плиоценово-плейстоценовый известковый туф, 8. ново-плейстоценовый лёсс, 9. древне-голоценовый сыпучий песок, 10. ново-голоценовые пойменные образования.

Результаты исследований, относящихся к минералогическому составу и размерам зерен вышеупомянутых образований, приведены в венгерском тексте.

Данная территория имеет сбросовую структуру, хотя из-за покрытости условий местности проследить тектонические линии трудно. Характеристичные для Венгерских Средних Гор после-нижне-паннонские ССВ-ЮЮЗ-ные продольные и после-нижне-левантийские СЗ-ЮВ-ные поперечные сбросы хорошо познаваемы.

AZ 1950. ÉVI DUNA—TISZA-KÖZI TALAJVÍZMEGFIGYELŐ MUNKÁLATOK

(XV—XX. sz. melléklettel)

Írta: RÓNAI ANDRÁS

Az ország síkvidéki területének 1950-ben megindult földtani térképezésével párhuzamosan a talajvíz mélységének, bőségének és tulajdonságainak tanulmányozása érdekében nagyszabású megfigyelő munkát indított el a Földtani Intézet Igazgatósága. A földtani térképezést végző szakemberek mellett és külön csoportokban működő kútmérők a felvett terület minden ázott kútját felkeresték és megmérték a kút mélységét, benne a vízszint mélységét, a vízoszlop magasságát és a víz hőmérsékletét. Minden megmért kút helyét térképbe jelölték, a külterületi kutakét 25000-es méretűbe, vagy egyes helyeken 10000-es nagyításba, a belterületeken kataszteri méretű (2880) térképekbe.

Amit eddig az ország talajvízviszonyairól tudtunk, az egy csomó részletmunkából, magánmegfigyelésből, fúrásadatokból származik. Rendszeres megfigyelést egyes erdészeti kutató intézetek, az árvízvédelmi társulatok végeztek helyenként és a Vízházi Intézet végez két évtizede elsősorban a Duna—Tisza-közén, ahol lecsapolási kérdések vezettek a talajvíz megfigyelésének szükségére. 1950-ig a Vízházi Intézet kb. 700-ra szaporította talajvízmegfigyelő kútjainak számát. Ebből 172 esett a Duna—Tisza-közének arra a területére, ahol az 1950-es kútkataszteri munka megindult. Igen sűrűn vannak figyelő kutak a Duna—Tisza-csatorna nyomvonala mentén, a Tisza mentén, főleg az öntözési és vízierőmű tervek által érintett területen, a Sajó völgyében és a Bodroghözben. Alig volt talajvízfigyelő kút ebben az időben a Kisalföldön s nagyon kevés a Dunántúl többi részén, az északi Alföld peremén és a K-i határok mentén.

Kitűnő segítséget nyújt talajvízészleléseknél a MÁV állomások és őrházak kúthálózata, mert a vasúti vonalak mentén összefüggő kútsorokat, valóságos szelvényeket kapunk. 1929-ből van az egész országra kiterjedő évi háromszori, illetve négyszeri talajvízszint megfigyelési adatsor a MÁV kutakról.

Országosan térképezték egyízben már a talajvizet a Földtani Intézetben az 1930-as években megindult talajtérképezésnél. Sajnos, a különböző időben felvett adatokat nem próbálták meg normálisra átszámítani, és a kiadott térképeken nagyon kevés a talajvízadat ahhoz, hogy belőlük megnyugtató tájékoztatást nyerjünk.

Az 1950-ben megindított kútkataszter tehát az első próbálkozás arra, hogy a talajvíz mélységéről országosan összefüggő képet nyerjünk a síkvidéki területeken. Ennek az első felvételnek megvannak a hibái és hiányai. Nem mondható vele véglegesen tisztázottnak a talajvíz helyzete. Nem vet fényt a mozgó víztömeg játékára. Mellette szükség van az állandó, ismétlődő, rendszeres figyelésre. Az egyszeri felvétel eredményeit is csak az állandóan figyelt kutak adataiból tudjuk olyan módon átértékelni, hogy a különböző időben felvett adatok ne pillanatnyi és mozgásuk különböző pontjain lévő talajvíztükröket mutassanak, hanem egy közepeset, átlagosat. Állandóan figyelt kutakat viszont nem létesíthetünk olyan sűrű hálózatban, hogy azok a teljes felvételt helyettesíteni tudnák. A kétféle megfigyelés — az egyszeri teljes és az állandó részleges — egymást kiegészíti, egymás nélkül eredményeik alig használhatók, mert általánosítani, a törvényszerűségeket az egész területre levonni egymagában egyikből sem lehet.

A felvett területen (az 1951. évi pótmérésekkel együtt) 258089 kút adatait jegyezték fel. Egy-egy 25 000-es térképlap területére (266 km²) átlag 3500 kút esik, vagyis egy km²-re átlag 13 mért kút jut. Bár a terület borítása nem egyenletes (a belterületeken, szőlőkben, tanyavidékeken sok a kút, erdőkben kevés), nagyobb terület nincs mérés és adat nélkül. A gyűjtött adatok száma akkora, hogy ezekből már nyugodtan lehet az egész terület talajvízviszonyaira következtetni. Minden sajátságos területet számos kút képvisel.

A felvétel hiányai

1. Csak terepszinttől mért adataink vannak, a kutak és vízszintek tengerszint feletti abszolút magasságát nem ismerjük.

2. A méréseket nem egyidőben hajtották végre. A vízszint tavasztól őszig, de naponta is ingadozik az időjárás, illetve a talajvízjárás és a használat szerint. Az 1950-es év nem volt normális év.

3. A méréseket nem szakemberek, hanem ideiglenesen alkalmazott munkaerők (60—80 ember) végezték. Számolni kell hibás mérésekkel és bejelölésekkel.

Az első pont alatti hiány kiküszöbölhető. A Duna—Tisza-közén a Vízügyi Intézetnek közel 200 olyan figyelt kútja van, amelynek pontos tengerszint feletti magasságát ismerjük. A MÁV-nak 820 szintezett és mért kútja van ezen a területen. Az 1942—43-as évben végzett kutatófúrások a Duna—Tisza-csatorna nyomvonala mentén és az 1950-es évi földtani térképezés során létesített két átlós fúrássorozat 460 szintezett talajvízadatot szolgáltatott. Az egyes térképlapokon végzett helyi fúrásadatok is hozzáférhetők. 1400—1500 szintezett talajvízadat áll rendelkezésünkre ahhoz, hogy a negyedszázezer mért relatív vízszint magasságát a tenger szintjéhez mérten átszámítsuk. A munkához segítségül vehetjük a részletes domborzat rajzát és a földtani felvétel eredményeit. Ezek alapján eléggé megbízható áttekintő térképet szerkeszthetünk a talajvíztükrör t. sz. f. elhelyezkedéséről (l. a XVIII. mellékletet).

A 2. pont alatti hiány jelentősége a legnagyobb, pedig ennek kiküszö-

bőlésétől függ az egész adathalmaz használhatósága. A segítséget megint az állandóan figyelt kutak eredményei hozzák. A Vízrajzi Intézet több kútjában 1930. óta észlelnék rendszeresen, két évtized talajvízjárási adatai állnak tehát rendelkezésre. A vízjárásgörbéket hosszú időre megszerkesztve, kialakulnak az egyes tájakra jellemző vonalak. Más a viselkedése a talajvíznek a Duna és Tisza jelenkori árterén és más a két folyó közötti magas Hátságon. Más a Hátság peremén és más annak közepén. Más a löszfel-színek alatt és más a futóhomokban. Más a két nagy törmelékkúp (Buda-pest—Keeskemét és Baja—Kiskúnhalas—Szabadka) tetején és más a köztük húzódó nagy völgyületben. Más a vízzáró pleisztocén iszapos homok, iszap és agyag vápaiban és más e hullámos réteg domborulatain.

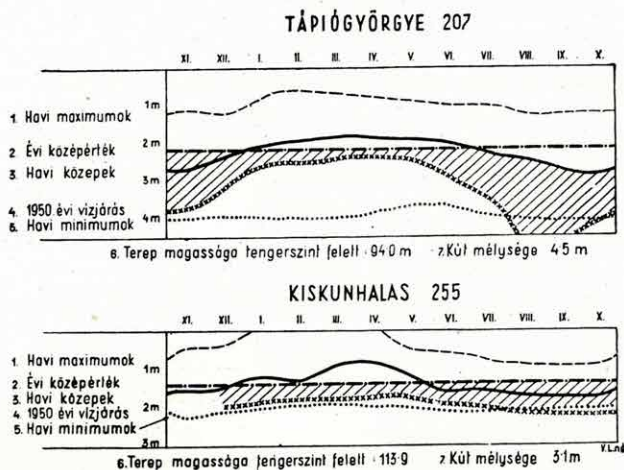
A figyelt kutak száma a Duna—Tisza-közén elég nagy ahhoz, hogy minden tájtípus vízjárására kapjunk köztük példát. A földtani és domborzati térkép segítségével kirajzolhatjuk egy-egy rendszeresen figyelt kút talajvízterületét, amelynek vízjárására az illető kút tájékoztatást nyújt. Hosszú idősor adataiból meg tudjuk állapítani az 1950-es felvételi év viszonyát az átlagos évekhez, valamint az egyes hónapok sokévi átlagos talajvízállását. Az 1950. év egyes hónapjainak talajvízállásáról így a figyelt kutaknál megállapítható, hogy hogyan viszonylanak a sokévi közepes vízálláshoz. Körzetünkben a megmért kutak pillanatnyi vízszintjét a figyelt kútnak megfelelően közepes vízszintre igazíthatjuk ki. Ahol a vízjáték kicsiny, a kiigazításba nagyobb hiba nem csúszhat. (Ilyen a helyzet a Hátság legtöbb kútjánál.) Az árterületek szélsőséges vízingadozásánál nagyobb körültekintéssel kell az átszámításokat végezni. Több figyelt kutat kell figyelembe venni és a folyó vízjárására is tekintettel lenni a mérések időpontjában. (Ez is egyik oka annak, hogy a végleges feldolgozást csak egy-két évvel a felvétel után lehet tető alá hozni, amikor a felvétel idejére vonatkozó különböző meteorológiai és vízrajzi adatok már napvilágot látnak.)

Példaként bemutatjuk Tápiógyörgye (207. sz.) és Kiskúnhalas (255. sz.) kútjainak kiértékelt vízjárásgörbéit (1. ábra.) Mindkét kútról 18 éven át van adatunk. A vonalak mutatják a hosszú évsor alatt a felvétel évéig elő fordult legmagasabb és legmélyebb havi vízállásértékeket, a havi sokévi közepes vízállásokat és az évi középértéket. Feltünteteti az ábra az 1950. év, a kútkataszter felvételi évének vízjárását. Tápiógyörgye kútja két nagyobb lösztábla között húzódó futóhomok-vonulat szélébe mélyül; Kiskúnhalasé a magas Hátság homokjába. Előbbinél az 1950. évi nyárközépi vízállásokat 2 m-rel kell emelni, hogy a közepes vízszintet kapjuk; utóbbinál a kiigazítás mértéke a felvételi év folyamán mindvégig fél m körül adódik.

Ha az átszámítások helyesek, a különböző időpontokban felvett lapok átértékelt adatainak egybe kell vágniok, összefüggő képpé alakulniok. A Duna—Tisza-közén végzett átszámítási munkánál e tekintetben jó eredményt értünk el. Az eredményeket a MÁV kutak 1929. évi adataival ellenőriztük és, egy-két kivételtől eltekintve, az esetek zömében azokat a számításokkal egybevágónak találtuk. A MÁV vonalai melletti állomások és őrházak kútjaiban 1929-ben április 20., június 20., szeptember 20. és december 20. napokon végeztek vízszintméréseket. Az 1929-es esztendő időjárási és talajvízmozgás szempontjából közel járt a normálishoz, így az évi közepes

vízszint ellenőrzésre alkalmas. Összehangoltuk a kiszámított közepes vízszinteket a fúrásorozatok talajvízadataival is.

A 3. pontban említett hibák kiszűrése könnyebb feladat. Felvételi laponként többezer kutat mértek különböző felvevők a nap különböző szakaszaiban. Ha egy-egy tájon rendezzük a kútmélységeket és vízszinteket és rangsorgórbéket szerkesztünk, az uralkodó mélységek nyilvánvalóvá válnak. A kiugró értékeknél megvizsgálhatjuk, hogy azok különleges dom-



1. Maxima mensuels
2. Moyenne annuelle
3. Moyennes mensuelles
4. Cotes des eaux en 1950.
5. Minima mensuels
6. Altitude du terrain au-dessus du niveau de la mer: 113,9 m
7. Profondeur du puits 3,1 m

1. Месячные максимумы
2. Годовые средние величины
3. Месячные средние величины
4. Режим реки в 1950 г.
5. Месячные минимумы
6. Высота местности над уровнем моря: 113,9 м.
7. Глубина колодца 3,1 м.

1. ábra.

borzati vagy a földtani helyzetből, esetleg más vízáadó réteg megnyitásából, hibás mérésből vagy egyéb okból származnak-e. A mérések zöme azonban egymást igazolja és a napszakos ingadozások, a mérőeszközök pontatlanságai kiegyenlítődnek bennük. A kimerésből és a mérőzsinórok nyúlásából származó hibák különben is néhányszor 10 cm-es nagyságrendben mozognak, a vízszint és mélységadatokat pedig úgysem tudjuk ilyen nagy területen 1 m-nél részletesebb képbe összefoglalni. Vagyis, a kútkataszter (többszáz, illetve többezer) adata alapján rajzolt méteres talajvíz mélységgörbék megbízhatónak fogadhatók el. (Három felvételi lap 8500 kútjában a vízszint-mélység eloszlását a XV. melléklet rangsorgórbéi mutatják.)

Adódhatik hiba onnan is, ha egyes kutakban a talajvizet eltömik és második vízáadó réteget nyitnak meg. E réteg vize nyomás alatt áll és annak megfelelően különböző magasságba emelkedik, függetlenül a talajvíz szintjétől. Ezek a vízszintadatok megtéveszthetnek, ha nem tudjuk elkülöníteni őket. A különböző vízszintek elválasztására, helyesebben a talajvíznél

mélyebb vizek elkülönítésére szolgál a kutak mélységének megállapítása a községek belterületén. A sűrű kúthálózatból tisztán kiválnak a normális talajvízkút-mélységtől elütő kutak. Eképpen a községterületek részletes feldolgozásával a második-harmadik vízadó rétegek mélységére is utalásokat kapunk.

Az Alföldön sok a rossz talajvíz, ezért községek belterületén gyakran mélyítik le a kutakat második-harmadik vízadó réteig. Ha sok az ilyen kút, a különböző vízadó rétegek mélységére biztosan következtethetünk, a vízoszlopok magasságából pedig a nyomásra és vízbőségre is.

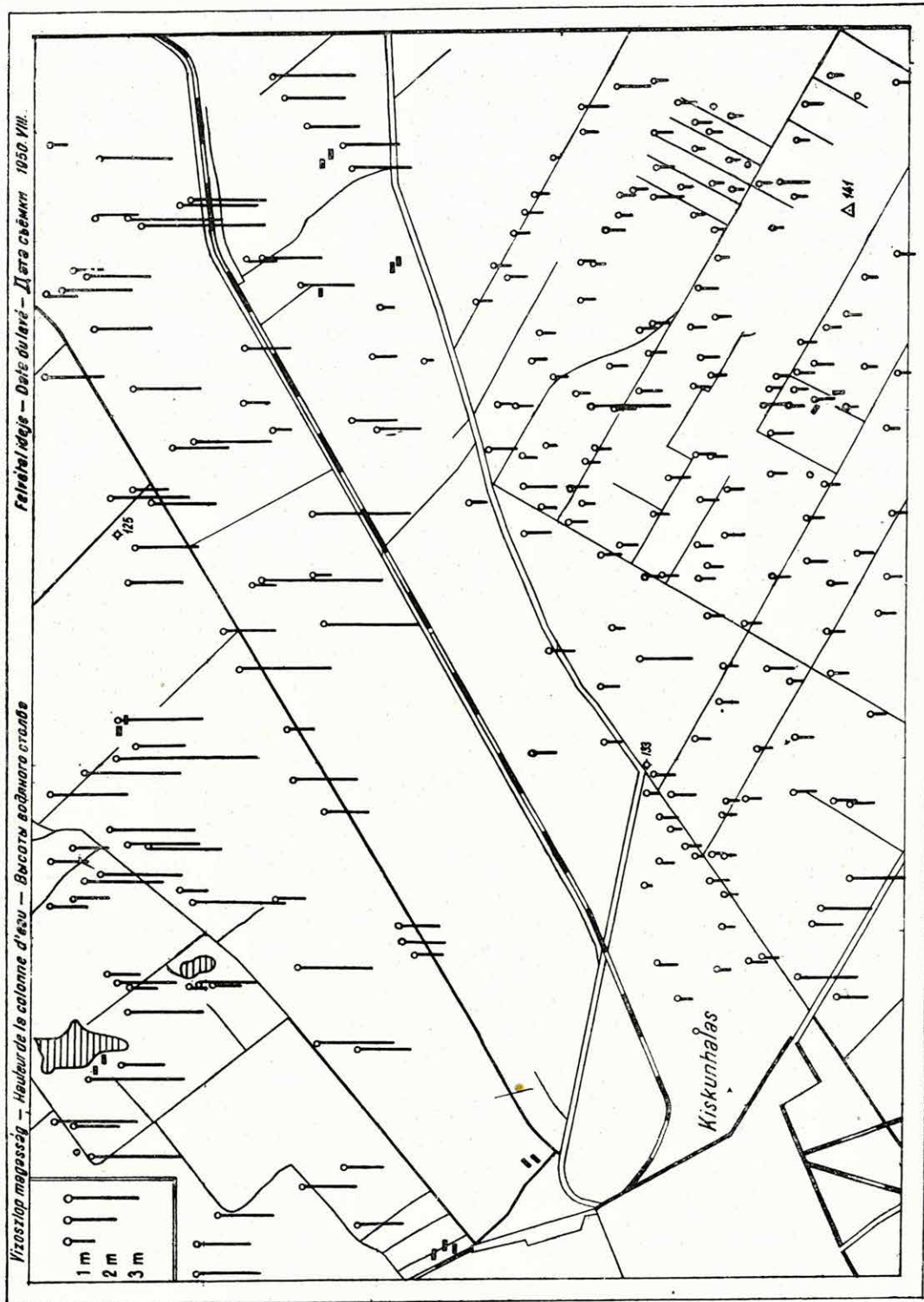
Az első évi felvételi anyag átvizsgálására és kritikájára 1950—51. telén került sor. A próbafeldolgozások azt mutatták, hogy a felvétel használható eredményeket hozott.

A begyűjtött adatok feldolgozása a következőképpen történt. Minden felvételi lapról 3 db tisztázati másolat készült. Azok egyikén a kútmélységeket, másikán a vízszintmélységeket, harmadikán a kutakban talált vízoszlop-magasságokat jelöltük különböző jelekkel és színekkel. Az azonos mélységeket egyenlőségi görbékkel kötöttük egybe. Ezek a 25000-es térképlapok tehát az eredeti felvételi adatokat rögzítik javítás nélkül. Róluk a felvételi év viszonyai olvashatók le.

A kútmélység nem változó adat, ennek további feldolgozására nincs szükség. Nagyobb területen az egybehangzó értékek azt a mélységet mutatják, ameddig biztonságos víznyerés céljából tájanként el kell jutni. Megjelölik azt a határértéket, amelynél a talajvíztükör az év egész folyamán és száraz években is magasabban áll. Gyakorlati szempontból ez igen fontos adat.

A vízoszlopmagasságokat, vagyis a kutakban talált vízmennyiséget ábrázoló térképek is tanulságosak minden további kiértékelés nélkül is. A nagy adattömeg itt is kimutatja a szabályszerűséget annak ellenére, hogy a vízoszlopmagasság naponta és hosszabb időn át változó. (A 2. ábra példaként bemutat egy részletet a vízoszlopokat ábrázoló térképek anyagából.)

Az első, nyers feldolgozást követte a kiértékelő munka és a pillanatnyi mért vízszinteknek évi közepesre való átszámítása a már ismertetett módon. Az eredményeket 50 000-es méretű térképekre vittük fel. Az adatok és a domborzati, valamint földtani viszonyok figyelembevételével megrajzolható volt a talajvíztükör közepes állásának képe egyenlő mélységi görbékkel. Rávezettük ezekre a térképekre a vízbőségi adatokat is olyan módon, hogy kiemeltük a bővízü (száraz évben 3 m-en felüli vízoszlopot tartó) és kevés vízü (száraz évben 1 m-nél kisebb vízoszlopú) kútcsoportok foltjait. Szerkesztésüknél ellenőrzésként felhasználtuk a MÁV kutak 1929. évi vízszintadatait, a Vizrajzi Intézet talajvízkútjainak adatait és a Duna—Tisza-közét keresztben átszelő fúrássorozatok talajvízadatait. E térképekhez grafikonok tartoznak az illető területre jellemző állandóan figyelt kutak vízjárási görbéivel. E grafikonokon egy görbe a havi legmagasabb, egy másik az átlagos, a harmadik a legalacsonyabb talajvízállásokat mutatja a sokévi (10, 15—20 év) megfigyelés szerint. Leolvasható róluk, hogy a térképlap területén, ahol az átlagos talajvízszint — mondjuk — 3—5 m között váltakozik a domborzati és földtani viszonyok szerint, milyen magas és alacsony értékekre



kell elkészülni, milyen nagyok a kilengések a közepeshez mérten az egyes hónapokban. (Lásd az 1. ábrát.)

A hőmérsékleti adatokról csak próbafeldolgozás készült néhány lapon. A felvételnél használt hőmérők nem voltak elég érzékenyek, nem voltak összehangolva és felvétel közben is sok változást szenvedtek (a papírkálák le- és felrázódtak bennük). A sekély alföldi kutak vize a hőmérséklet napi és évi járása szerint eléggé ingadozik, tehát a különböző időpontokban felvett adatokat nem lehetett összehangolni. Ezért a hőmérsékleti adatok további következtetésekre alkalmatlanoknak bizonyultak.

Minden felvételi lap külterületi kútjairól készült egy összefogó grafikon-sorozat. Ez a terület kútjainak megoszlását mutatja kútmélység, vízszint-mélység és hőmérséklet szerint. Azonkívül egy rangsorgörbét szerkesztettünk, amelyre fél m-es mélységosztályok szerint a vízoszlopmagasságokat is felvittük növekvő rendben. (Lásd a XV. mellékletet.)

Az eredmények áttekintő ismertetése végett összevont vázlatot közlünk a feldolgozás anyagából (XVI. melléklet). Ezen 3 m-enként vontuk össze a vízszinteket. A rajz még így is igen aprólékos lett. Az első tanulság az, hogy a Duna—Tisza-közén a talajvíz tükrének mélysége igen változó. Ha el is tekintünk a két domborzatilag kiemelkedő folttól, a Monor—Irsa dombvidéktől és a Sükösd—Császártöltés magasparttól, a többi — nem nagy magasságkülönbségeket mutató — tájon is igen változó a talajvíz viszonylagos mélysége.

A nagy domborzati formák mindenesetre kitűnnek. Az összefüggő magaslatokat mély talajvíz jellemzi. Bár a dombvidékek talajvíztükre 20—30 m-rel az alacsonyan fekvő alföldi területek talajvíztükre fölé emelkedik, a terepszint alatt a vizet mégis csak 15—20—25 m-re érjük el.

A domborzattól függetlenül egy mélyebb talajvízvápát kísérhetünk végig: Ócsa, Sári—Tatárszentgyörgy—Ladánybene—Kecskemét—Kiskúnfélegyháza irányában. Ennek első része a Duna-ártér feletti magaspart szélét jelenti, kecskemét—kiskúnfélegyházai része azonban domborzatilag nem válik el környezetétől. Itt a felszín alatt a talajvízzáró rétegnek van nagyobb mélyedése. A futóhomokterületekkel szemben a Duna—Tisza-közi löszláblamaradék részei alatt a víztartó homok és alatta vízrekesztő kék iszap rendszerint mélyebben fekszik, a lösz a régi felszín vápáiba települt, vagy ott maradt meg. Ezért a löszterületeken általában mélyebben találjuk a talajvizet, mint a homokterületeken. Kivétel a magashát két pereme, ahol a vízzárók hirtelen lejtenek és a homokban is mélyen áll a víz, továbbá azok a löszterületek, ahol a felszínt vékony lepelhomok fedi. A nagy futóhomok-területek mindenütt magas, de szegényes talajvizet tartanak.

A két folyó jelenkori árterületein a talajvíz tükre általában mélyebb, mint a magas Hátság nagyrészen. Kivétel a Duna árterén, a perem mellett végighúzódnó régi medrekből és laposokból álló hosszúsáv, a Kígyósér és a Vörösmocsár vidéke.

A folyók partjait homokdűnék kísérik; meg-megszakadó hosszanti dombsorok, természetes gátak. Ezek alatt a talajvizet mélyebben érjük el, mint a szomszédos alacsony területeken. A folyókmenti mélyebb talajvízfoltok ezeket a homokdombokat jelölik. A talajvíz csak viszonylag, a terep-

től számítva mélyebb, mert abszolút magasságot tekintve a dűne-dombok alatt a talajvíz tükre domborulatot mutat. Ezek a terep alatti talajvízhátak természetes gátaakként akadályozzák a folyók vízjárásának gyors érvényesülését az ártér távolabbi pontjain. Csak a dombok közötti réseken, kapukon, régi mederkiágazásokon át érintkezik akadálytalanul a folyók vize az árterek talajvízszintjével. (Lásd Sümeghy József és Miháltz István szelvényrajzait e kötetben).

Feltűnő Cegléd körül a talajvíz sekélyisége. Ez a sekély övezet körüveszi az irsai dombokat és olyanféle érzést kelt, mintha itt az ÉNy-ról leereszkedő valamelyik vízáadó réteg bukkanna felszínre. A dombvidéken nem egy összefüggő talajvízréteg jelentkezik a kutakban, hanem — amint ez mindenfelé a dombvidékeken és hegylábakon megfigyelhető — felülről lefelé egymást különböző vízádórétegek követik. A domblábakat elborító feltöltés miatt a kibukó vízrétegek források alakjában nem tudnak felszínre jutni, de elterülnek a hegylábak takaróiban közvetlenül a felszín alatt. A Cegléd környéki talajvizeknek eszerint nem volna közülük a Kecskemét környékiekhez, mert az utóbbiak egy következő vízádórétegből származnak, amely Cegléd körül a talajvíz szintje alatt van.

A mellékelt földtani térképvázlat SÜMEGHY J. és MIHÁLTZ I. csoportjainak 1950. évi földtani felvételei alapján készült; kicsinyített, összevont és egyszerűsített vázlat. (XVII. melléklet).

Teljesen különálló vízterület a Duna—Tisza-köz D-i része. Itt is különböző vízádórétegekkel van dolgunk. A Sükösd—Császártöltés magasparton mélyen fekszik a talajvíz szintje. 20—25 m-es kutak vannak itten. Vízüket valószínűleg olyan rétegekből szerzik, amelyek összeköttetésben állnak a Duna—Tisza-köze É-i felével. A vizek Sükösdnél a magaspart alatt források alakjában is kibukkannak az alluvium alacsony (kb. 90 m t. sz. f.) szintjére. Amint a magasparttól K felé haladunk és lejt a térszín, a talajvizet is mind közelebb kapjuk. Tovább K-re nagyon szegényes talajvíz jelenik meg a felszín közelében egy magasabb emeleten.

A talajvíztükör abszolút magasságát a t. sz. f. a XVIII. melléklet mutatja. Ezt a képet a MÁV kutak, a Vízrajzi Intézet talajvízkútjai és a Duna—Tisza-közét átszelő fúrássorozatok talajvízadatai alapján szerkesztettük. Amint említettem, kb. 1 450 szintezett talajvízadat áll rendelkezésre ily módon. Az ismert pontok hálózata nem egyenletes, de nagyobb terület csak itt-ott marad adat nélkül.

Első tekintetre feltűnő, hogy a terep alatti kép kusza változatosságával szemben a talajvíztükör t. sz. f. elhelyezkedése nyugodt és szabályszerű. Híven követi a domborzat nagy vonásait.

A talajvíz t. sz. f. elhelyezkedése is két talajvíztartományt mutat a Duna—Tisza-közének É-i és D-i felén. Egy-egy tartományban is többféle talajvízréteg szerepel. A magasabb területeken egymás felett valószínűleg több olyan vízáadó réteg van, amelyek az alacsonyabb szinteken egymás alól előbukkanva lépcsőzetesen átveszik a talajvíz szerepét. A «talajvíz-domborzat» tehát nem ad közvetlen felvilágosítást sem a talajvíz mozgásirányára, sem sebességére, mert a látszólagos lejtők nem szükségképpen ugyanannak a vízádórétegnek lejtői. A lejtőkről azt is tudni kell, hogy azok hullámos fel-

színűek. A vízvezető és rekesztő rétegek, mint minden réteg ezen a feltöltött alföldön, hullámos. Vápái és hátai vannak. Ezek a vápák az É-i részen nagyjából ÉNy—DK irányúak. K és Ny felé a Hátságról a talajvíz nem nyomulhat közvetlenül a Duna és Tisza felé, bármilyen meredeknek mutatkozzék is ott a lejtő, hanem vápáról-vápara vízesésszerűen jut le (XIX. melléklet).

A kutak vízbőségét is térképeztük (XX. melléklet). Kiemeltük a bővízű és nagyon kevésvízű kutak csoportjait. Bővízűeknek mondjuk a kutakat, ha nagyobb összefüggő csoportjukban a mért vízoszlop az 1950-es száraz esztendőben a 3 métert elérte, vagy meghaladta. Vízszegény területnek ábrázoltuk azt, ahol a kutak nagyobb csoportjában egy métert el nem érő, kicsiny vízoszlopot mértek a felvétel során.

Lehet-e a vízadó réteg vízbőségére következtetni a kutak különböző időben mért vízoszlopaiból? Lehet. Az ellenvetés az, hogy egy-egy kút vízbősége nem a vízadó réteg vízbőségétől, hanem a lakosság anyagi viszonyaitól függ. A kutak nem érik el a vízrekesztő réteget. A szegényebb gazda megelégszik azzal, ha 1—2 m vize van, tovább nem ásat, több költséget nem vállal. A tehetősebb megengedheti magának, hogy a vízzáró réteg alá is lemélyíttesse kútját. Ilyen esetben a kútban magasabb vízoszlopot találunk, mint amekkora a valóságban a vízrekesztő réteg felett van. Ezek az ellenvetések első tekintetre helyénvalónak látszanak és azt mutatják, hogy a kutak vízoszlopából a vízadó réteg vízbőségére következtetni nem lehet.

A valóság mégsem ez. Az 1950. évi felvétel során figyeltünk arra, hogy a kutak mélysége hogyan változik és mi okozza az egyezéseket és különbségeket a kutak mélységében és vízbőségében. A megfigyelés az, hogy a Duna—Tisza-közén a kutak vízbősége helyes fényt vet a vízadó réteg vízgazdagságára. A Duna—Tisza-közén általában magasan áll a talajvíz. A kútásás ezen a vidéken nem olyan nagy költségtétel, mint domb- és hegyvidékeken, ahol 20—25 m-es kutak vannak. A gazdák megengedhetik maguknak, hogy a szőlőkben minden 50 m-en kutat ássanak, olykor egy-egy párcellán kettőt is. A Duna—Tisza-közi talajvízrétegek vízben szegények. A kútásató legtöbb esetben elmegy a vízrekesztő rétegegig, vagyis addig a mélységig, amelyen túl már — egy szakaszon — a kút vize nem gyarapodik. A valóságot itt is a nagy számok mutatják meg (erre jó a tömegfelvétel). Ha egy többszáz km²-nyi területen a kutak ezreiben 1 m-en aluli vízoszlop van, és bővízű kút nagyobb számban nem fordul elő, nyugodtan kimondhatjuk, hogy nemcsak a kutak, hanem a talajvízadó réteg is vízszegény. Fordítva, ha a kutak százai és ezrei több m-es vízoszlopot tartanak összefüggő csoportokban a különböző idejű mérések alatt, elmondhatjuk, hogy a területen a vízadó réteg — alföldi viszonylatban — vízben gazdag. A példák tömegei állnak rendelkezésre. Így pl. Kiskúnhalas és Szeged között 2632 külterületi kutat mértek meg 1950. május havában. Ezek közül 50 cm-nél kisebb vízoszlopot 1592 kútban mértek, 0,5—1,00 m közötti vízoszlopot 876 kútban mértek.

3,00 m-nél néhány cm-rel magasabb vízoszlop 4 talajvízkútban volt. Ennél több víz egyetlen kútban sem volt.

Vízszegény terület-e ez, vagy csak a kutak vízszegények a helytelen vagy ki nem elégítő lemélyítés miatt? Vízszegény terület minden bizonnyal.

Kecskemét környékén vannak kevésvízű magas talajvízrétegek és

bővebb vizű mélyebbek. Lössfelszín alatt mélyebb a talajvízszint, mint a homokterületek alatt. 2468 külterületi kutat mértek meg itt 1950. július—augusztusában.

0,5 m-en aluli vízoszlopot találtak	219 kútban
0,5—1,0 m közötti „ „	802 „
1,0—2,0 „ „ „	1086 „
2,0—4,0 „ „ „	324 „
4,0 m-nél magasabb „ „	37 „

Feltehetjük a kérdést: vajjon gazdagabb-e a vízádórétég Kecskemét környékén, vagy csak a gazdák gazdagabbak? Minden bizonnyal a vízádórétég is gazdagabb vízben, mint Kiskúnhalas környékén.

E két adatsor 530 km² területre vonatkozik, tehát nem apró terület-foltra. A többi sok tízezer adat ugyanígy bizonyít a maga területének víz-szegénysége vagy gazdagsága mellett. Nem egy-egy kút, egy-egy tulajdonos különleges helyzete alakítja ki a képet, hanem az egyértelműen bizonyító százak és ezrek.

Az egész Duna—Tisza-köze általában talajvízben szegény. Különösen vízszegény azonban a két folyó közének D-i része. Itt ezer km²-re kiterjedően alig van víz a kutakban. Aránylag bőséges a talajvíz a Tisza mentén, az északi dombvidékek lábain és Kecskemét környékén.

A Tisza mentén a talajvíz egy mély árokban, árokrendszerben gyűlik össze, itt érthető a bőséges víz. Kecskemét körül szintén talajvízárok van a domborzatnak és a két törmelékkúp szerkezeti határának megfelelően. A domblábak előtti törmeléklejtők alatt szintén érthető a bőségesebb talajvíz.

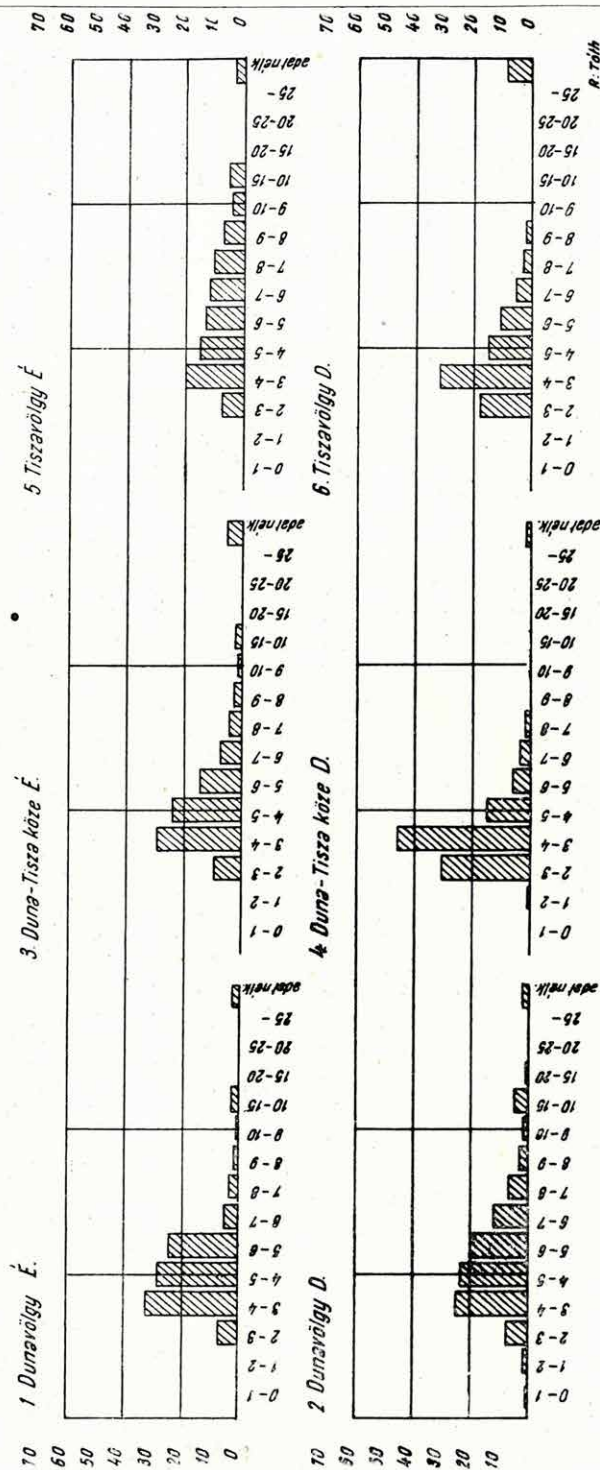
A D-i rész nagy vízszegénysége a kicsiny vízgyűjtő területből magyarázható. Az alföldi talajvíz főleg a peremekről táplálkozik. Beivódás csak ott van, ahol meredekebb lejtőkről időnként gyorsan gyűlik össze a víz, és pedig jóval nagyobb mennyiségben, mint az illető terület évi csapadéka. Ilyenek az alföldi dombperemek. Ilyen kicsinyben a Sükösd—Császártöltési magaspárt is, ahol 40—50 m-es szintkülönbségek és elég meredek lejtők vannak. Csakhogy a lejtők területe kicsiny, az összegyűjtött vizet pedig nagy területen kell elosztania. Innen van a feltűnő nagy vízszegénység Kiskúnhalas—Szeged—Szabadka között.

Helyesnek látszik a begyűjtött adatok összefoglalt végeredményeit közzétenni. Mélységkategóriák és vízmennyiség szerint csak a külterületi kutak adatait csoportosítottuk, mert ezek egyenletesebb hálózatban képviselik a felvett területet, mint a belterületi kutak. 103319 kút összefoglaló adatát közli a mellékelt táblázat és grafikon (3. ábra).

Az eddig ismertetett feldolgozási munkák mellett igen sok vizsgálatot folytatunk a függőleges és vízszintes talajvízmozgás megfigyelésére a Duna—Tisza-közén. Ezzel kapcsolatban állandóan felvetődött az alföldi talajvíz eredetének, az utánpótlás forrásainak és útjának kérdése. Ezen a téren a tanulmányok folynak, reméljük, eredményeikről az Alföld É-i peremének feldolgozása után választ tudunk adni.

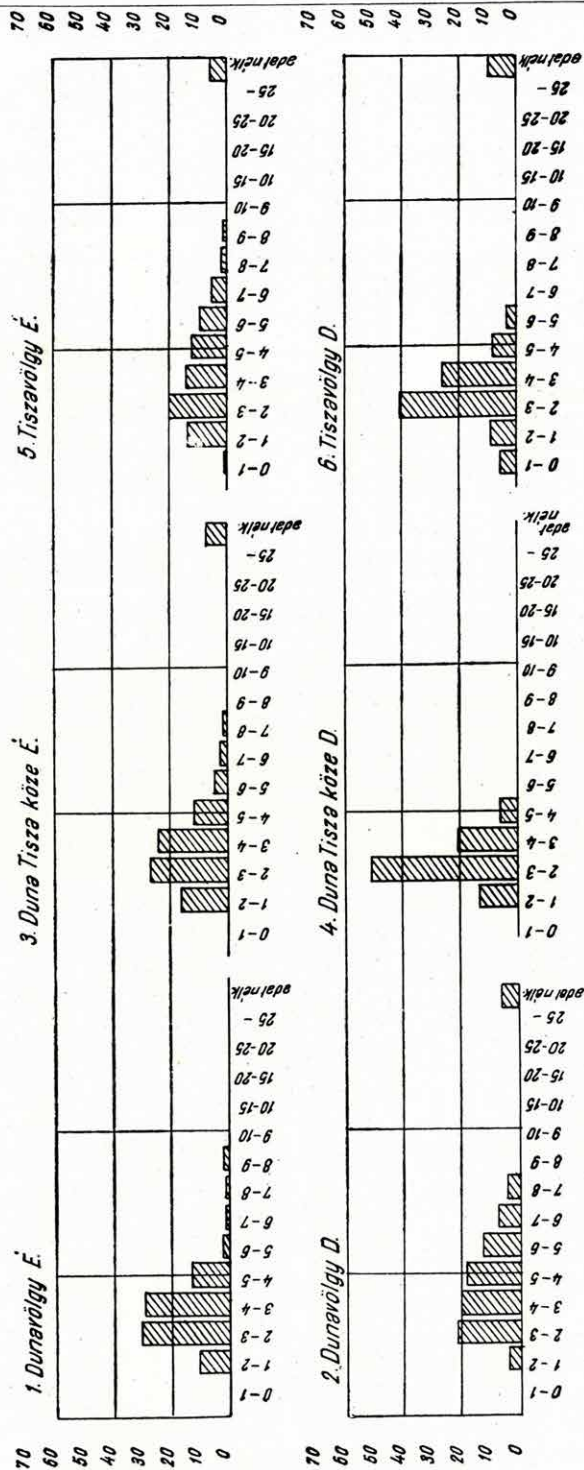
A földtani felvételt végző geológusok az 1950. évi felvételi területről 350 talajvízmintát küldtek be az Intézet vegyi laboratóriumába elemzés

Külmélység — Profondeur de puits — Глубины колодцев



3 a. ábra.

Vízszintmelység — Profondeur du niveau de l'eau — Глубины уровня воды



3 b. ábra.

les aluvions, le niveau de l'eau souterraine est en pente abrupte et à l'Ouest et à l'Est.

La profondeur de l'eau souterraine sous la surface du terrain montre une image beaucoup plus variée et irrégulière. Bien que les différences ne soient pas grandes, car les puits plus profonds de 10 à 15 m, sont très rares et à des terrains très limités, dans l'Entre—deux—fleuves Danube-Tisza, il y a une très grande variété depuis les niveaux de 1 à 2 m jusqu'à ceux plus profonds et ces différences sont dues à des causes diverses. La profondeur au-dessous de la surface du terrain n'a point une règle appuyée sur un ou deux motifs.

Aux terrains d'inondation holocènes, la profondeur de l'eau souterraine surtout dépend du relief. Sous les collines de sable, le long des rives, l'eau souterraine est plus profonde qu'aux parties de plaine des terrains d'inondation. Au haut dos, au — dessous les couches de loess, l'eau souterraine est généralement plus profonde que dans les terrains du sable mouvant. Dans ces couches-ci, les minces bandes de vase tiennent, quelquefois, l'eau souterraine apparemment haut. L'ondulation des couches impénétrables, dans le haut dos, joue également un rôle important dans la position de l'eau souterraine. La ligne de profondeur entre Kecskemét et Kiskunfélegyháza est très remarquable, car elle ne peut être expliquée ni par le relief ni par la structure granulaire des couches qui bâtissent la surface.

Au territoire de l'Entre—deux—fleuve Duna-Tisza, l'on peut distinguer deux provinces d'eau souterraine celle septentrionale (jusqu'à la ligne de Fülöpszállás—Csongrád) et celle méridionale. Les couches-réservoirs du Sud sont très pauvres en eau. La profondeur des puits du territoire levé, les niveaux d'eaux et les hauteurs des colonnes d'eau y mesurés sont marqués à un tableau statistique et une série de graphiques, par régions géographiques.

Quant à la composition chimique et le mouvement vertical et horizontal des eaux souterraines, les études sont en train.

РАБОТЫ, ПРОВЕДЕННЫЕ В 1950 Г. В ОБЛАСТИ МЕЖДУ ДУНАЕМ И ТИССОЙ ДЛЯ НАБЛЮДЕНИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

Андраш Ронаи

В связи с геологическим картографированием равнинных областей страны, начатым в 1950 г., дирекция Геологического Института распорядилась о том, чтобы на картографированной территории глубина и уровень воды каждого колодца грунтовой воды были измерены и колодцы картографированы. Съёмочной территории первого года являлась область между Дунаем и Тиссой. На территории 20 000 км² съёмочники собрали данные 258 089 колодцев. Первая, грубая обработка собранного материала была произведена на картах масштаба 1 : 25 000. На этих картах отмечены глубина колодцев, глубина уровня воды и высота водяного столба, найденного в колодцах. Об измеренных данных по съёмочным листам суммарные графики были тоже составлены.

Следующей задачей являлись пересчёт измеренных в разное время уровней воды на общую базу, как и составление карты грунтовой воды, изображающей среднюю, нормальную глубину уровня воды под поверхностью. При

составлении этих карт были использованы измеренные в различных моментах или непрерывно с многих лет данные колодцев Гидрологического института и Венгерских Государственных Железных Дорог. Пересчет был исполнен при помощи этих ключевых точек по отдельным географическим и геологическим региональным единицам. Полученные результаты были зафиксированы на картах масштаба 1 : 50 000. Опыты съёмки указывали на то, что слои, представляющие грунтовую воду, являются тонкими и бедными водой, и что во время съёмочного периода в тысячах колодцев едва ли было найдено несколько дециметров воды. В других местах, на связанных территориях, в колодцах находился водяной столб высотой в несколько метров. Пятна областей, бедных или богатых грунтовой водой, на картах обработки тоже отмечены.

После изображения глубины уровня грунтовой воды под поверхностью мы предпринимали попытку для установления абсолютной высоты зеркала воды над уровнем моря. Полученные результаты изображены на приложенных к настоящему докладу картах в виде уменьшенных и сокращенных рисунков.

Расположение зеркала грунтовой воды над уровнем моря в области между Дунаем и Тиссой показывает правильную картину и в общих чертах соответствует рельефу. В то время, как на высокорасположенных участках области между двумя реками зеркало грунтовой воды поднимается даже на высоту 135 м над уровнем моря, средний уровень дренирующих рек находится на высоте 80—90 м над уровнем моря и грунтовая вода под приречными аллювиями находится на подобной высоте. На окраинах высокого края, как на западе, так и на востоке, уровень грунтовой воды круто спускается к аллювиям.

Глубина грунтовой воды под уровнем местности показывает намного более разнообразную и неправильную картину. Хотя разницы не являются значительными, так как колодцев, глубина которых превышает 10—15 м, в области между Дунаем и Тиссой немного и они располагаются на небольших пятнах, разнообразие от уровней глубин в 1—2 м до упомянутых более глубоких уровнях воды является весьма значительным и эти разницы вызваны разными причинами. Глубину грунтовой воды под уровнем местности нельзя объяснять одной или двумя всеобщими причинами.

На голоценовых поймах глубина грунтовой воды в первую очередь зависит от рельефа. Под дюнами, сопровождающими берега рек, грунтовая вода располагается на большей глубине, чем на равнинных участках пойм. На высоком крае, под слоями лёсса, грунтовая вода в общем располагается ниже, чем в областях сыпучего песка. Тонкие полосы ила, находящиеся в этих последних слоях, иногда держат грунтовую воду на поразительной высоте. В расположении грунтовой воды на крае сильное волнение водоупорных слоев тоже играет значительную роль. Особенно бросается в глаза глубинная линия, простирающаяся между городами Кечкемет и Кишкунфеледьхаза, которую нельзя объяснить ни условиями рельефа, ни другими причинами, связанными с структурой зерен слоев, строящих поверхность.

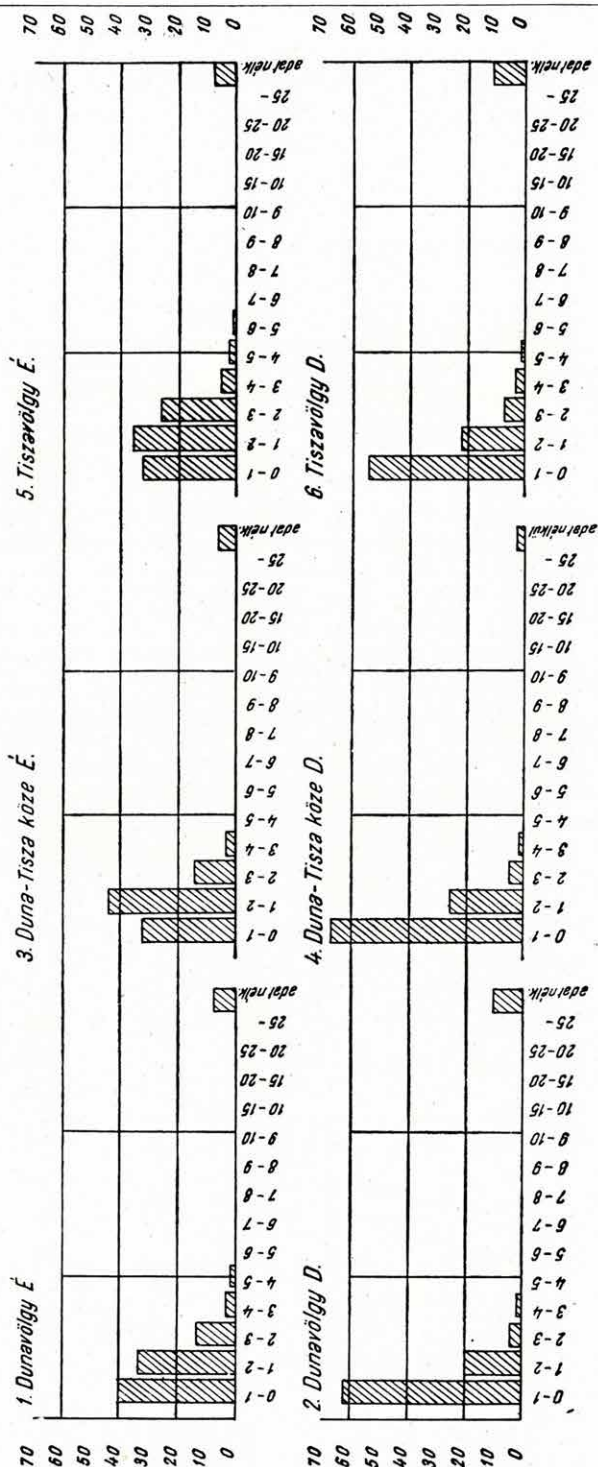
На территории области между Дунаем и Тиссой можно различать две провинции грунтовой воды: северную (до линии городов Фюлёпсаллаш и Чонград) и южную. Слои, удерживающие грунтовую воду, на юге являются поразительно маловодными. Глубина колодцев съёмочной территории, как и измеренные в них уровни воды и высоты водяных столбов по отдельным географическим регионам изображены на статистической таблице и на серии графиков.

В отношении химического состава грунтовых вод, как и вертикального и горизонтального движения грунтовой воды исследования еще не закончены.

Vízszilapmagasság

Hauteur de la colonne d'eau

Высоты водяного столба



3 c. ábra.

végétt. A beérkezett anyag nem bizonyult elegendőnek arra, hogy a különböző tájak talajvizeinek jellegéről megnyugtató következtetéseket vonhassunk le. A vízminták pótlólagos gyűjtése, és más, vízvegyelemzést végző intézmények anyagával való kiegészítése folyamatban van.

LES TRAVAUX DE L'OBSERVATION DE L'EAU SOUTERRAINE DANS L'ENTRE-DEUX-FLEUVES DANUBE—TISZA, EN 1950

Par A. RÓNAI

Parallèlement avec le levé géologique des parties plaines du pays, commencé en 1950, la direction de l'Institut Géologique a ordonné de mesurer la profondeur et le niveau d'eau de chaque puits d'eau souterraine du territoire levé et de lever les puits. Le territoire du levé de la première année était l'Entre — deux fleuve Danube-Tisza. On a ramassé les données de 258,089 puits sur un territoire de 20 000 km². La première élaboration générale, des matériaux rassemblés a été exécutée sur des cartes au 1/25 000. Ces cartes marquent la profondeur des puits, la profondeur du niveau d'eau et la hauteur des colonnes d'eau, trouvées dans les puits. Par feuilles on a tracé le graphique synthétique des données mesurées.

La tâche suivante était la transposition des niveaux d'eaux mesurés au moments divers, sur une base commune et de tracer une carte de l'eau souterraine qui montre la profondeur moyenne, normale du niveau de l'eau sous la surface. Quand nous avons composé cette carte, nous avons utilisé les données de l'Institut Hydrologique et celles des puits des Chemins de Fer de l'État, mesurés à divers moments, ou continuellement, depuis plusieurs années. La transposition a été exécutée à l'aide de ces points de clé, selon les unités de paysage géographiques et géologiques. Les résultats ont été fixés sur des cartes au 1/50 000. Les expériences du levé montrent qu'à de vastes territoires les couches qui contiennent l'eau souterraine, sont minces et pauvres en eau, dans des milliers de puits, on n'a trouvé, pendant les levés que quelques dm d'eau. Ailleurs, dans des territoires cohérents, il y a des colonnes d'eau de plusieurs mètres dans les puits. Aux cartes d'élaboration, nous avons marqué les taches des territoires pauvres et riches en eaux souterraines.

Après avoir représenté le niveau de l'eau souterraine sous la surface, nous avons taché d'établir l'altitude absolue de la nappe d'eau au-dessus du niveau de la mer. Les cartes ci-jointes rendent compte des résultats, en dessin réduit.

La position au-dessus du niveau de la mer, dans l'Entre—deux—fleuve Danube-Tisza, montre une image régulière, et en générale, elle est conforme au relief. Aux parties de haut dos de l'entre—deux—fleuves, la nappe de l'eau souterraine monte à une altitude de 135 m au-dessus du niveau de la mer et, en même temps, le niveau moyen de fleuves drainants est de 80 à 90 m au-dessus du niveau de la mer et l'eau souterraine se trouve à une altitude semblable sous les alluvions le long des fleuves. Aux bords du haut dos, vers

NEHÁNY ALFÖLDI LELŐHELY PLEISZTOCÉN MOLLUSZKA-FAUNÁJÁNAK ISMERTETÉSE

Írta: ROTARIDESZ MIHÁLY

1950-ben Monor, Tápiószentmárton, Cegléd és Jászkarajenő környékén pleisztocén molluszkafauna begyűjtését végeztem. A lelőhelyeket és azok faunáját az alábbiakban ismertetem.

Cegléd téglagyár. A fauna alföldi homokos löszben fordul elő, ez a lösz a téglagyár laboratóriuma által adott szakvélemény szerint nagy mésztartalmú, homokos agyagok közé tartozik. A friss fejtés $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{2}$ m humusz, alatta lösz kb. 4 m mélységig, elszórtan csigaházakkal. A fauna tipikusan szárazföldi a következő fajokkal: *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Pupilla muscorum* L., *Pupilla bigranata* ROSSM. Ez utóbbi faj előfordulását Soós könyvében kétségbevonja, azonban könyvének megjelenése óta többször is találtam. Kétségtelen azonban, hogy ritkább, mint a *Pupilla sterri*, amelyet Cegléden nem találtam meg. *Vallonia costata* MÜLL., *Vallonia tenuilabris* A. BR. ebből csupán egy összetörött példány került elő, de biztosan meghatározható volt. Ezt a fajt általában az alsó löszre tartják jellemzőnek, de az egész feltárás mégis fiatal löszre vall. Igen sok a *Chondrula tridens* MÜLL., *Zonitoides radiatulus* ALD. Ez a másutt gyakori faj innen csak egy példányban került elő. *Helicella hungarica* Soós (hazai anatómiai faj, melynek nyugaton a *H. striata* és *costulata* felel meg). Foltokban fordul elő, itt csak egy példány volt, de Alberti környékén a *Trichia hispida* L. is visszaszorul mellette. Gyakoriság szempontjából a *Trichia hispida*, *Succinea oblonga*, *Pupilla muscorum* és a *Chondrula tridens* a legfontosabbak.

Az alábbiakban néhány jellegzetesen szárazföldi löszből származó molluszkafauna listát közlök:

Alberti—Tápióbsike, az út baloldalán: *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Pupilla muscorum* L., *Pupilla sterri* v. VOITH., *Vallonia tenuilabris* A. BR., *Clausilia dubia* DRAP., *Discus rudatus* STUD., *Zonitoides radiatulus* ALD., *Euconulus fulvus* MÜLL., *Trichia hispida* L., *Arianta arbustorum* L.

Alberti—Tápióbsike vízmosás az úttól Ny-ra: *Succinea oblonga* DRAP., *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* A. BR., *Clausilia dubia* DRAP., *Zonitoides radiatulus* ALD., *Euconulus fulvus* MÜLL., *Helicella hungarica* Soós et H. W., *Trichia hispida* L., *Euomphalia strigella* DRAP., *Arianta arbustorum* L.

Alberti—Tápiószentmárton közt 10 m magas feltárás: *Helicella hungarica* S. et H. W., *Chondrula tridens* MÜLL.

Irsa—Tápiószentmártoni út ÉNy-i oldal: *Chondrula tridens* MÜLL., *Euomphalia strigella* DRAP., *Helicella hungarica* S. et H. W., *Trichia hispida* L.

Irsa—Tápiószentmárton, az út jobboldalán 2—3 km-re: *Chondrula tridens* MÜLL., *Succinea oblonga* DRAP., *Pupilla muscorum* L., *Pupilla sterri* v. VOITH., *Helicella hungarica* S. et H. W., *Trichia hispida* L.

Tápióbicske, községi bánya: *Succinea oblonga* DRAP., *Pupilla muscorum* L., *Pupilla sterri* v. VOITH., *Vallonia tenuilabris* A. BR., *Helicella hungarica* Soós et H. W., *Trichia hispida* L., *Euomphalia strigella* DRAP.

Alberti mellett: *Cochlicopa lubrica* MÜLL., *Pupilla muscorum* L., *Vallonia tenuilabris* A. BR., *Clausilia dubia* DRAP., *Punctum pygmaeum* DRAP., *Zonitoides radiatulus* ALD., *Trichia hispida* L., *Arianta arbustorum* L.

LA FAUNE DE MOLLUSQUES PLÉISTOCÈNES DE QUELQUES LIEUX FOSSILIFÈRES DE L'ALFÖLD

Par M. ROTARIDESZ

C'est l'énumération de la faune de mollusques terrestres provenant du loess, caractéristiques aux environs de Monor, Tápiószentmárton, Cegléd, Jászkarajenő, Alberti, Tápióbicske. (V. la liste de faune, dans le texte hongois.)

ОПИСАНИЕ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОЛЛЮСКОВЫХ ФАУН НЕКОТОРЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ НИЗМЕННОСТИ

Михай Ротаридес

Перечисление континентальной, характерной моллюсковой фауны, происходящей из лёсса, из окрестности дд. Монор, Тапиосентмартон, Цеглед, Яскараенё, Алберти, Тапиобичке. (Список фауны находится в венгерском тексте.)

A BAKONY MÉSZMÁRGÁINAK VIZSGÁLATA

Írta: SCHRÉTER ZOLTÁN

Közvetlen égetéssel történő cementipari felhasználás céljából sorra vizsgáltam a bakonyi apti (orbitulinás), az albai turriliteses, a szenoni inoceramusos és griphaeás márgákat, továbbá a középső-eocén, nummulinás márgás mészköveket.

1. A Zirc- és Olaszfalu-környéki *orbitulinás márga* anyaga erősen agyagos, alárendelt mészkőközbetelepülésekkel. Cementgyártási célokra nem alkalmas.

2. Az *albai turriliteses márgából* mintát gyűjtöttem: Olaszfalutól D-re (1. minta), Bakonynánától DK-re (3. minta), Jásdtól D-re, a Siskakúttól K-re (4. minta), Jásdtól DK-re, a Dobogóhegytől É-ra (5. minta), Pénzeskúttól DK-re, a «Tilalmas táblá»-ról (6. minta).

3. A szenoni *inoceramusos márgából* mintát gyűjtöttem: Magyarpolánytól É-ra (7. minta), továbbá Bakonyjákó környékén. Éspedig *a*) a községtől ÉNy-ra, a Vasgyulka dűlőből (8a. minta), *b*) a községtől ÉNy-ra, a Jákói-hegy É-i oldaláról (8b. minta), *c*) a községtől DNy-ra a márgakőfejtők tájáról (8c. minta).

4. A középső-eocén *márgás mészkőből* az ajkai Köles — Kepevölgy mentéről gyűjtöttem átlagmintát (9. minta).

Alsóperepuszta vidékéről származik egy alsó-kréta korú *márgaminta* (10. minta).

A veszprémi Vegyipari Központ vegyi vizsgálata szerint a gyűjtött minták közül egy sem felel meg azoknak a követelményeknek, amelyek alapján valamelyikük cementégetésre közvetlenül felhasználható lenne. A vizsgálati eredmény szövege:

«Feladatunk volt olyan márgaelőfordulások kivizsgálása, amelyekből közvetlen égetéssel (más anyagokkal való keverés nélkül) az MNOSz 521/1950-ben a kőműves cementre előírt minőségi követelményeknek megfelelő hidraulikus mészt állítható elő. E célra olyan márgaelőfordulás alkalmas, amelynek CaCO_3 tartalma 55—65% és nagyobb tömegekben legalább annyira egyenletes, hogy összetétele e határokon belül ingadozik. Ezért a mintáknak elsősorban CaCO_3 tartalmát határoztuk meg. Ennek eredményeit az alábbi összeállítás mutatja:

Minta-szám	Minta megnevezése	Izz. vesz. %	CaCO ₃ %
1.	Olaszfalutól DDNy-ra, a dűlőút mellől ..	38,97	88,56
2.	Mintát nem elemezték meg		
3.	Bakonynánától DK-re, a Gaja áttörés bal-oldaláról	39,68	90,18
4.	Jásdtól DDK-re, a Siskakúttól kissé K-re eső völgyből és kőbányából	39,41	89,56
5.	Jásdtól DK-re, a Dobogóhegy felől lejtő árók mentéről	40,98	93,13
6.	Pénzeskúttól DK-re 2,3 km-re, a «Tilalmas tábla» nevű dűlőből	41,95	95,34
7.	Magyarpolány, a községtől É-ra levő előfordulásokból	31,88	72,45
8a	Bakonyjákó, a községtől kb. 350 m-re ÉNy-ra, a Vasgyulka dűlőből, az ország-út DNy-i oldaláról	42,17	95,84
8b	Bakonyjákótól ÉNy-ra, a Jákói-hegy É-i lejtőjéről, a Bitvavölgy baloldaláról	41,41	94,11
8c	Bakonyjákó DNy-i oldalán levő előfordulásból a régi kőfejtő tájáig	42,04	95,54
9.	Ajka, Köleskepevölgy mentéről	42,08	95,63
10.	Alsóperepuszta	36,15	82,20

Tekintettel arra, hogy egyik előfordulás sem felelt meg céljainknak, teljes elemzést egyik mintából sem készítettünk. A magyarpolányi előfordulás mintájából, amelynek legkisebb a CaCO₃ tartalma — bár ez is magas —, próbaégetést végeztünk. Ennek eredménye, mint várható volt, nem kielégítő. 7 napos húzási szilárdsága 7 kg/cm², nyomási szilárdsága 25 kg/cm²; kötési idő kezdete 4 óra 20 perc, vége 6 óra. Le Chantelier próba 9.

A Bakony vidékéről származó megvizsgált minták nem képviselnek olyan előfordulásokat, melyekből közvetlenül hidraulikus anyag égethető. Természetesen portlandcement gyártásnál az összetétel nincs ily szűk határok közé szorítva. Ennél lényeg az, hogy nagy tömegekben lehetőleg egyenletes legyen és közvetlen közelében legyen az agyag vagy agyagmárga előfordulás, a hidraulikus és szilikátmodulus beállításához.»

L'EXAMEN DES MARNES CALCAIRES DU BAKONY

Par Z. SCHRÉTER

En vue d'utilisation par l'industrie de ciment, j'ai examiné, dans le Bakony, les marnes aptiennes (à *Orbitulina*), albiennes (à *Turritiles*), sénoniennes (à *Inoceramus* et *Gryphaea*) et les calcaires marneux éocènes moyens à Nummulites. Les résultats des examens, concernant le CaCO₃ et la perte de récuite, sont insérés, ci-joint, dans l'énumération. En somme il a été impossible de démontrer jusqu'à présent aucune occurrence de marne, dans le Bakony, dont la matière fût apte à en cuire, directement, de l'argile hydraulique.

ИЗУЧЕНИЕ ГЛИНИСТЫХ МЕРГЕЛЕЙ ГОР БАКОНЬ

Золтан Шретер

С целью применения в цементной промышленности я изучил аптские (орбитулиновые) альбские (туррилитесовые) сенонские (иноцерамусовые и грифеовые) мергели, как и средне-эоценовые, нуммулиновые, мергелистые известняки гор Баконь. Результаты анализов, касающиеся содержания CaCO_3 и потери прокаливания, приведены в приложенном списке. В конечном итоге в горах Баконь до сих пор не удалось изучать месторождения мергеля, из материала которых непосредственно можно обжигать гидравлическую глину.

A GYÖNGYÖSPATAI MEDENCE FÖLDTANI LEÍRÁSA

Írta: SCHRÉTER ZOLTÁN

(XXI. sz. melléklettel)

Rétegtani felépítés

A gyöngyöspatai medence hossza kb. 5,5 km, legnagyobb szélessége mintegy 3 km. ÉNy-i részén vannak a jelenlegi kovaföldfejtők, amelyek kitermelt anyagát a bányáktól kb. 2,7 km-re Ny-ra eső szurdokpüspöki gyártelepre szállítják feldolgozás végett.

A medencét — kitöltésénél idősebb — helvétai korú piroxén-andezittufa, -agglomerátum és breccsa, továbbá piroxénandezit keret övezi. A medence csak DK-i irányban nyitott többé-kevésbé ma is.

Az andezittufából áll a medence talapzata is. Az andezittufák legfelső, valószínűleg átmosott rétegeiből egy édesvízi jellegű teknősfaj ismeretes (*Testudo strandi* SZALAI).

A tortónai emelet idején a medence szélein feltört kovasavas hévforrások az öböl vizét elegyesvizűvé hígították. Nagy tömegben telepedtek meg ekkor benne a kovavázakat kiválasztó *Bacillariaceák*; ezek vázainak felhalmozódásából képződtek az alább leírandó kovaföldrétegek. Hidrokvarcit rakódott le a hévforrások vizéből. Később, a hévforrástevékenység csökkenésével, majd megszűntével az öböl vize ismét sóssá vált. Így a legfelső tortónai rétegek, melyeknek ma már csak nyomait találjuk meg, tisztán tengeriek.

Id. NOSZKY J. és VÍGH Gy. a kovaföldet és kísérő rétegeit a bennük talált rossz kövületnyomok alapján szarmata emeletbelinek tartják. VÍGH Gy. szerint az alsóbb rétegek tortónai jellegű foraminiferái és dentaliumai átmosottak. Átmosottak szerinte a kovaföld rétegek közé települt andezittufarétegek is.

Vizsgálataim folyamán megállapíthattam, hogy a gyöngyöspatai kovaföldelőfordulás kísérő rétegeivel együtt tortónai üledék.

1. Mészkő és hidrokvarcit csoport

a) A medence Ny-i peremének andezittufa rétegeire fehéres-szürkés vagy barnás mészkövek települnek, vékonyabb hidrokvarcit-geizirit rétegekkel. Némelyik mészkőréteg néha bőven tartalmaz *Hydrobia stagnalis* BASTER-lenyomatokat és kőbelek [VÍGH meghatározásai (*Hydrobia syrmica* NEUM. és *Prososthenia sepulchralis* PARTSCH) tévesek: ezek a fajok a pannóniai rétegekben otthonosak].

A mészkő ütésre erős bitumenszagot áraszt; többnyire vékony, ritkábban vastag lemezes; a lapostanyai szántóföld K-i szélé táján és a nagy kovaföldbánya felé lemenő árok legfelső részében rétegzetlen, tömeges; többé-kevésbé gumós, esetleg likacsos. Csak az említett árokban van jól feltárva. A gyakori *Hydrobia stagnalis* BASTER alapján a mészkő inkább elegyesvízi és nem édesvízi lehet, mint id. NOSZKY és VÍGH tartja. A VÍGH által átmosottnak tekintett andezittufa-rétegeket eredeti közbetelepüléseknek vélem.

b) A Szárazpatak jobboldali völgyfőárkában az andezittufa fölött legalsó képződményként jelentősebb vastagságú hidrokvarcit-geizirit-rétegek települnek, amire azután kis kiterjedésben diatomeás pala, hidrobiás mészkő, hidrokvarcit és vékony andezittufa rétegek váltakozásából álló rétegek következnek.

c) A medence K-i peremén, a Havashegy Ny-i lábánál VÍGH Gy. durvaszemű partmenti breccsát említ, amely az andezitagglomerátumra települ, s amelynek anyaga az andezitagglomerátumból származik. Ezenkívül átmosott, meszes aprószemű foraminiferás-dentaliumos konglomerátumról is megemlékezik. Véleményem szerint azonban ez a konglomerátum nem átmosott, így tortónai korú.

d) A Dankavölgy baloldalán, a Kőköttől DNy-ra eső gerincen vékony mészkőréteg bukkan elő, amely egy *Serpula*-faj csöveiből épült. Ez semmiképpen sem átmosott, hanem helybenálló, tengeri eredetű tortónai képződmény.

e) A Labodásvölgy jobboldalán és jobboldali mellékárkainak egyikében a diatomeás pala fekvője andezittufa ugyan, de vastagsága bizonytalan: kérdés, nem következik-e alatta újból diatomeás pala. Az árok felső részén a hirtelen, meredeken felbukkanó, kétségtelen fekvő andezitagglomerátum mellett a kovaföldrétegek vetődés mentén telepsznek.

f) A Labodásvölgy legalsó szakasza és az Ámvölgy között, Gyöngyöspatától kb. 600 m-re ÉNy-ra, az országúttól kissé DNy-ra, a szántóföldeken és szőlőkben elegyesvízi mészkő-, alárendelten heverő hidrokvarcit-darabok is találhatóak. Az itt vezető dűlőút melletti kis kőfejtésekben fel is tárták a 35°/20°-os dőlésű mészkövet.

g) Ezzel az előfordulással szemben K-re, az Ámvölgy baloldalán, az országút mellett, a vásártér ÉNy-i végén az édesvízi mészkő, hidrokvarcit és kovaföld kis kibukkanását kőbánya tárja fel. Innen ÉÉNy-ra, az Ámvölgy baloldalán, a mészkő-hidrokvarcit rétegcsoport, a kíséretében lévő kovaföldelőfordulásokkal együtt, andezittufára települ.

2. A kovaföld rétegösszlete

Az ismertetett alaprétegekre következik a kovaföld rétegösszlete. Felépítésében a tulajdonképpeni kovaföldön kívül még más rétegek is szerepelnek.

a) A nagy kovaföldbánya rétegösszletének alsó része szürke, diatomeás agyag, amely itt 10 m vastag is lehet, de gyengébb minőségű. Rétegei közé 3—4 m vastag, fekete hidrokvarcit- (menilit-) lencsék, a fedőréteg alatt 1 m-re pedig 8—15 cm vastag, fekete hidrokvarcit rétegek települnek. Ezek

a kovás közbetelepülések esetleg már nem is hévvízi eredetűek, hanem a szerves étellel kapcsolatos, könnyen oldódó kovasavnak helyenkénti felhalmozódásait jelzik.

A kovás-rétegek jelenleg csak a nagy bánya K-i részében láthatók jól, a bányán kívül, külszínről nem ismeretesek.

b) A szürke diatomeás agyag fedőjében 5—10 m vastag fehér vagy sárgás kovaföld-rétegösszlet következik. Ez a fejtés főtárgya. Rétegösszletébe vékonyabb-vastagabb mészkő- és hidrokvarcit-rétegek szintén települnek. A mészkőrétegekben itt is előfordul a *Hydrobia stagnalis* BASTER.

A K-i bányarészben, a kovaföld csoportjának fekvő lapjától fölfelé kb. 1 m-re 35 cm vastag, barnaszínű, erősen bitumenes, márgás mészkőréteg közbetelepülése látható, amely Ny felé kiékelődik. K-en csak vékony kvarcit közbetelepüléseket látunk, amelyek a bánya Ny-i részében 60 cm-re is megvastagszanak, és itt számuk is szaporodik.

A Ny-i bányarészben két vékony, 30—35 cm-nyi, sötét andezittufa-réteg is közbetelepül a 60 cm-es hidrokvarcitréteg fölött néhány cm-re; ezeket 35—40 cm kovaföldréteg választja el egymástól. A nagy feltárásban a kovaföld Ny felé vastagszik, K felé vékonyodik, egyszersmind a völgy talpa alá süllyed. A rétegek dőlése a bánya Ny-i részében $155^{\circ}/8^{\circ}$, K-i részében $143^{\circ}/10^{\circ}$, DK-ebbé $124^{\circ}/13^{\circ}$, vagyis K-felé a dőlés szöge növekszik. A kovaföld Ny-i nagyobb vastagságát az idézhette elő, hogy a Ny-i meredek domboldal felől a kovaföld egy része rácsúszott a kovaföldbánya anyagára. Emiatt a jobbminőségű kovaföld vastagsága 8 m-t is elér.

DNy-ra, a Nagyhársashegy felől lejtő árak legalsó részében, kisebb kiterjedésben és 2 m vastagságban újra előbukkan a fehér, jóminőségű kovaföld. Jelentősebb feltárása van a nagy kovaföldbányától ÉK-re eső — jelenleg üzemenkívüli — kovaföldbányában. Itt 6—7 m vastagságú a kovaföld rétegösszlete, ebből azonban csak 4 m a használható anyag, a többi meddő mészkőréteg (*Hydrobia stagnalis* BASTER.-ral) és hidrokvarcit. Mélység felé azonban a kovaföld folytatódhatik. A Dobogóhegy DNy-felé néző oldalán, az erdőben, az itt lévő dűlőutak és ösvények mentén, de főleg egy itteni új kovaföldbányában is jól tanulmányozható feltárás van. Itt is 6—7 m vastagságban tárták fel $90^{\circ}/30^{\circ}$ -os dőléssel a kovaföldet, melynek felső részében ugyancsak jelen vannak a nagy kovaföldbánya jellegzetes andezittufa csikjai. A kovaföldben elég gyakori egy *Cardium* (a *C. edule* L. egy változata), az *Ervilia pusilla* PHIL., egy *Solenocurtus* faj kőbelei és lenyomatai ritkán, továbbá *halmaradványok*. Legérdekesebb azonban az, hogy itt és a dankapataki előfordulásban a *Pereiraea gervaisi* VÉZ. is előfordul. Ennek a fajnak Herenden kívül a gyöngyöspatai medence a második előfordulási helye hazánkban. A felsorolt kövületek határozottan törtónaiak. Valószínű, hogy itt az elég meredek domboldalban a kovaföld kb. 1,3 km hosszúságban a felszín nyiroktakarója alatt mindenütt jelen van.

Megvan a kovaföld a Szárazpatak felsőbb részén, a «Temette-kút»-tól É-ra és DK-re, a régi kovaföldbánya táján, a völgy mindkét oldalán, ahol vastagságát nem látjuk, mert a fejtés megszünte óta képződött omladék és humusz a feltárást egészen elfedi. A kovaföld legfelső részében itt 2—3 dm vastag andezittufa közbetelepülés van. A régi kovaföldfejtőtől DK-re,

500 m-re a völgy baloldalán, továbbá a Középbérc tetején DK-re haladó dűlőút mentén már csak jelentéktelen kibúvási vannak.

A Labodásvölgy egyik jobboldali mellékárkának 1,5 m vastagságú feltárásában a kovaföld fedőjében mészkő, fekvőjében andezittufa van. Utóbbi valószínűleg csak közbetelepülés, s alatta a diatomeás pala újra folytatódik.

Gyöngyöspatától ÉNy-ra, kb. 500 m-re, a vásártér ÉNy-i végén lévő kis kőbányában van 50—70 cm vastagságú hidrokvarcit és a fölötté következő tufás agyag fedőjében, 3—4 m vastagságban a kovaföld legdélekeletibb nyoma. Föléje édesvízi mészkő települ. ÉÉNy-ra, kb. 300 m-re, az Ámvölgy baloldalán van ismét nyoma a kovaföldnek a szőlőforgatásokban. Az ÉK felől lejövő kis árokban viszont már csak a fekvőnek számító mészkő és hidrokvarcit található meg. Tőle É felé pedig, az Ámvölgy baloldalán, a fekvő andezittufa és agglomerátum bukkan ki a külszínre kb. 800 m hosszúságban, részben nyirokkal takarva. ÉÉNy felé az Ámvölgy baloldalán, részben az andezittufa-agglomerátum fedőjében, kb. 1,6 km hosszúságban, a szántóföldeken és szőlőkben, az Ámvölgy és a Dankavölgy között lévő gerincen, a dűlőút kis bevágásában is megvannak a mészkő, hidrokvarcit és kovaföld darabjai és gyöngye kibúvási.

Az Ámvölgy jobboldalán nagyobbbrészt vastag nyirok fedi a kovaföld rétegösszletet. Néhány kibúvás igazolja nyirok alatti áthúzóadását. A kovaföld itt andezittufán fekszik.

400 m-rel DK-ebbé is jó feltárása van a kovaföldnek az egyik jobboldali mellékárokban és az annak közelében létesített régi kutatógödörben. Itt 4 m vastagságúnak becsülhetjük a feltárt kovaföldet, bár lefelé még folytatódhatik. A mellékárokban feltárt szép fehér kovaföld 5°-kal dől DK felé. Alsó részét elfedi a ráomlott törmelék. A kovaföldkibúvás kétségtelenül összefügg a szárazpatakival.

A Dankapatak felső részén, a «Puskaporos-kút»-tal szembeni egyik kis baloldali mellékárok kovaföldje nyilván utólagos vetődések folytán süllyedt le a környező andezittufa és agglomerátum közé. 3—4 m vastagságban feltárt anyaga jóminőségűnek látszik, kiterjedése azonban csekély. Itt is előkerült belőle a *Pereiraea gervaisi* Véz.

3. Riolituffa

A kovaföld rétegösszlet fedőjében középszemű, biotitos riolituffa van. Viszonyuk kitűnően észlelhető a nagy kovaföldfejtőben. Másutt ehhez igen finomszemű üveghamutufa társul, amelyben többnyire már semmiféle ásványi elegyrész nem ismerhető fel. Ilyen tömött, finomszemű riolituffa van a Lapostanyától KDK-re, a Szárazpatak völgyében, a Dobogóhegy DNy-i oldalán, az erdő szélén nyitott új kőbányában s a «Puskaporos-kút»-tól K-re lévő kis árokban.

4. Lajlamészkő és meszes homokkő

A riolituffa fedőjében legtöbb helyen csupán andezittörmelék és nyirok látható. A Dobogóhegy egy-két pontján — nyilván a fedőjében — meszes homokkődarabok akadnak, amelyek tortónai foraminiferákat tartalmaznak.

A «Puskaporos-kút»-tól K-re lévő feltárásban a tortónai képződmények világosan a riolittufa fölé települnek: a riolittufán közvetlenül vékony, kb. 5 cm-nyi, vékonyrétegezésű mészkő fekszik, amire 16 cm vastag, andezitkavicsokból álló aprószemű konglomerátum települ. Ebben egy kisebb termetű *Ostrea* faj (*digitalina* DUB.?) fedőteknői fordulnak elő. Fölötte sárgásszürkés, meszes, laza homokkő és homok következik, amely ma 1—2 m vastagságban figyelhető meg, de egykor kétségtelenül nagyobb vastagságú és kiterjedésű volt.

A homokkő anyaga részben átmosott andezittufa. A VÍGH Gy. felsorolta foraminiferaikon kívül *Serpula* és *Pecten* töredékeket, egy kis *Ostrea* (*digitalina*?) fedőteknőt s a *Panopaea menardi* DESH. köbelét találtam benne; ezek kétségtelenné teszik a szóbanforgó lerakódások tortónai korát.

A felső-tortónai képződményeknek még egy kis foltját találjuk a Dankas és az Ámpatak völgye közötti dombtetőn, a Puskaporosforrástól DNy-ra 1,3 km-re. A gerinc DNy felé néző oldalán lithothamniumos és foraminiferás gumós lajtmészkő darabjai és nagyobb tömbjei fordulnak elő *Heterostegina costata* D'ORB.-val. Valószínűleg ez a kis lajtmészkő előfordulás is a kovaföld — mészkő — hidrokvarcit rétegcsoport fedőjébe esik.

A medence szerkezete

Kisebb, 322°/46° dőlésű vetősíkok a nagy kovaföldfejtő bányában jól megfigyelhetők. Ezekkel lehetnek párhuzamosak a nagyobb vetők is, melyek azonban nyirokkal való fedettségük miatt ki nem nyomozhatók. Ezenkívül ÉNy—DK irányú vetők is szelik a medencét. Jelenlétükre a kovaföld-előfordulások és a fedőjükben települő riolittufa foltok t. sz. f. magasságából következtethetünk. Így a Dobogóhegy DNy-i oldalán, a 250 m t. sz. f. magasságban kőbányával feltárt riolittufa mellett kovaföld fekszik, amelyet kissé magasabban, kb. 270 m t. sz. f. magasságban szintén feltártak. A kovaföld, a kíséretében lévő mészkő- és hidrokvarcitrétegekkel a Dobogóhegy teteje felé, kb. 330 m t. sz. f. magasságig továbbhúzódik. Nem valószínű, hogy rétegösszlete, esetleg újabb kovaföldrétegek fellépése révén, itt ilyen tetemesen megvastagodnék. Valószínűbb, hogy néhány ÉNy—DK-i irányú vetődés mentén a rétegösszlet DNy felé lépcsősen lezökkent a Szurdokvölgy felé. Ezt igazolják a Dobogóhegy DNy-i oldalán lévő bányák is; a 270 m t. sz. f. magasságban lévő kovaföldfejtő s a térszínileg mélyebben, 250 m-en fekvő riolittufa fejtés. A fiatalabb riolittufa nyilván levetődött mélyebb helyzetébe. Hasonló vető húzódhatik a Szárazpatak és az Ámvölgy középső részén is.

A kovaföld vastagsága a medence ÉNy-i részén legnagyobb. A medence közepe felé a feltárások kisebb vastagságokról adnak ugyan számot, de feltételezhető, hogy a kovaföldrétegek a patakok szintjei alatt is megvannak.

A Labodásvölgy és Gyöngyöspata felé a kovaföld ismét elvékonyodik, kiékel az egykori medencepartok felé. Ugyanezt látjuk az Ámvölgy K-i oldalán is.

Régebben a kovaföldmedence nagyobb kiterjedésű lehetett. Ezt bizonyítja a Dankavölgy felső részén, a «Puskaporos-kút»-tól K-re lévő kis kova-

föld előfordulás is, amely a környező andezittufák és agglomerátumok közt besüllyedve egészen elszigetelten áll. A medence üledékeinek egy részét a lepusztulás távolította el.

IRODALOM

1. id. NOSZKY J.: A Mátra hegység geomorphológiai viszonyai. A debreceni Tisza I. Tud. Társ. Honism. Biz. Kiadv. III. k. 8—10 f. 1926—27.
2. VÍGH Gy.: A Mátra déli aljának földtani viszonyai a Zagyva és a baktai Hideg-völgy között. A m. k. Földtani Int. Évi Jel. 1933—35-ről.

LA DESCRIPTION GÉOLOGIQUE DU BASSIN DE GYÖNGYÖSPATA

Par Z. SCHRÉTER

L'occurrence de terre à silex a Gyöngyöspata est, ensemble avec les couches encaissantes, un sédiment tortonien.

Les éléments de la faune sont décrits dans le texte hongrois. L'espèce la plus intéressante de la faune est la *Pereiraea gervaisi* Véz. qui n'était trouvé jusqu'à présent qu'à Herend. Le mur de l'ensemble est constitué par une argile grise à Diatomées, le toit par un tuf rhyolitique à biotite, à grains moyens. Pour la plupart, le toit du tuf rhyolitique n'est que le débris d'andésite et le limon, mais en taches moindres, il y gisent des formations tortonniennes où j'ai trouvé de la faune. Voici les formations tortonniennes: Taches moindres de Leithakalk et de grès calcaire.

Le bassin est d'une tectonique à failles, il est traversé de plusieurs failles plus ou moins grandes. Le long les failles de direction NO—SE, à mon avis, l'ensemble s'est effondré. Par conséquent, les couches de terre à silex sont d'une épaisseur et d'une position variées.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ БАСЕЙНА ДЬЕНДЬЁСПАТА

Золтан Шрeтeр

Месторождение кремнезема д. Дьендьёспата, вместе с его сопровождающими слоями является тортонским осадком.

Венгерский текст описывает встречающиеся фаунистические элементы. Наиболее интересным членом фауны является *Pereiraea gervaisi* Véz., встреченный до сих пор только в д. Геренд. Подстилкой свиты является серая диатомовая глина, а кровлей ее среднезернистый, биотитовый риолитовый туф. Кровлей риолитового туфа в большинстве мест являются только обломки андезита и саман, однако в небольших пятнах над ним залегают тортонские образования, в которых я нашел фауну. Образования тортоного происхождения представлены известняком Лейта и небольшими пятнами известкового песчаника.

Бассейн имеет сбросовую структуру и пересечен несколькими сбросами больших или меньших размеров. Вдоль сбросов, направленных с северо-запада на юго-восток, по поемому предположению свита сбрасывалась в глубину. Слои кремнезема поэтому имеют весьма неодинаковую мощность и различное расположение.

AZ ÉSZAKI-VÉRTES ÉS A DÉLI-GERECSE FÖLDTANI FELVÉTELE

(XXII. sz. melléklettel)

Írta: SÓLYOM FERENC

Rétegtani leírás

A Vértess és Gerecsé közötti medencék alját és peremét alkotó alaphegység triász, jura és kréta képződményekből áll.

A triász dolomit és a nála fiatalabb dachsteini mészkő képviseli.

A dolomit — külszíni előfordulásain kívül — a tatabányai kőszénmedence harmadidőszaki üledékei alatt számos fúrásból is ismeretes. Általában világosszürke, helyenként sárgás-vöröses színezetű, tömör kőzet. Többnyire cukorszövetű, jól padozott (Nagycsákány, Hosszúhegy, Zupahegy). Nem ritkán murvásodik (a Lóingató K-i részén murváját fejtik is). A Vidámvár környékén s attól É-ra a dolomitban vörös, kristályos ú. n. «mészdolomit» észlelhető. A dolomit magasabb szintjeiben jelentkező mészpadok mintegy átmenetül szolgálnak a dachsteini mészkőbe.

A dolomit általában szegény kőüledékben. Az óbarokpusztai Lóingató dolomitjából WINKLER [12] által gyűjtött *Chemnitzia* és *Myophoria whaleleyae* (BUCH) (= *M. inaequicostata* (KLIPST)), valamint saját gyűjtése [*Diplopora* sp., *Myophoria goldfussi* (ALB.), *M. cf. inaequicostata* (KLIPST), *Myophoricardium lineatum* (WÖHRM.), kisebb *Megalodon* sp., *Purpuroidea taramellii* (STOPP.)] alapján, VÍGH GY. [9, 10] karninak vagy a karni-nori határán fekvőnek tekinti. A Lóingatóhegy ama törésvonal mentén helyezkedik el, amelynek mentén a Vértess legidősebb triász rétegei kerülnek felszínre. A kőüledékes karni-nóri dolomitöregöktől É-ra és Ny-ra a fiatalabb — de még alsó-nóri — földolomit található.

A dachsteini mészkő fehér, szürkés, helyenként hússzínű, kagylós törésű, tömött, vastagpados kőzet. A monoklinális felépítés következtében a térképezett terület Ny-i és ÉNy-i részén fordul elő. Ezenkívül különösen a tatabányai kőszénmedence D-i és É-i részén ismeretes számos fúrásból. A felsőgallai kőfejtőben, a Kerkályoshegyen, a Tamáskőn s a Csurgóhegyen még számos dolomitpadot tartalmaz. Az alsógallai Kőhegy, a Csúcshegy, a Peskő, a Kallagos és az Öreg-Kovácshegy magasabb szinthez tartozó dachsteini mészkőjében már jóval kevesebb a dolomitközbeletelek száma.

VÍGH GY. [9, 10] szerint a dolomitpados dachsteini mészkő nóri kori. Az Öreg-Kovácshegy mészkőjéből LIFFA [1, 2] *Megalodus böckhi* (HOERN.)-t és *Megalodus löczyi* (HOERN.) (= *M. Seccoi* (PAR.))-t, a Nagygerecséről VÍGH

[10] *Worthenia escheri* (STOPP.)-t és a *Megalodon gümbeli* (STOPP.)-t gyűjtött. Raeti dachsteini mészkő már nincs a felvett területen.

Júra is csupán a tatabányai kőszénmedence 433. sz. fúrásából ismeretes. Ennek 235,50 m mélységében az eocén alatt krétát, 243,60 m mélységében liászt, 270 m mélységében pedig dachsteini mészkövet ütöttek meg. Az itteni liász-összlet alul vörös, feljebb zöldesszürke agyag, illetve vörös mészkő váltakozásából áll.

A tatabányai 747. sz. fúrás 133,50 m mélységben, (a kréta alatt) ugyan csak vörös liász-mészkőbe jutott.

Kréta képződmény külszíni előfordulásban csak a vértessomlói templom mellől és a Zsidóhegytől DNy-ra lévő völgy két oldaláról ismeretes, dachsteini mészkő közé ékelt helyzetben. Szürke, zöldesbarnásszürke, glaukonitos, kristályos, helyenként vörösesbarnás árnyalatú, vékonypados, lemezes mészkővének vastagsága kb. 20 m. TAEGER [6] krinoideás mészkőnek nevezte és tithon-neokom korúnak tartotta. Szöts [5] szintén az alsókrétába sorolja, amit VADÁSZ és ifj. NOSZKY is valószínűnek tart (szóbeli közlés).

A kréta az eocén medence-képződmények alatt jóval elterjedtebb, mint a felszínen. A fúrások, melyek a krétát feltárták (366, 433, 465, 475?, 482, 485, 488, 512, 564, 683, 691?, 705, 711, 747, 758) a bánhidai eróműtől DK-i irányban húzódó, 1,5 km széles, 4,5 km hosszú sávban helyezkednek el. Ezt a sávot egy, a triász rögök által határolt szerkezeti árok krétaidőszaki kitöltődésének tekinthetjük.

Az eocén rétegek mind a Vértessomló, mind a Gerecse felőli oldalon általános elterjedésűek. Vastagságuk az oligocén előtti lepusztulás méreteitől függ.

Az alsó-eocén üledékek sorát szárazföldi vörös agyagok nyitják meg, melyek a külszínen főleg a dolomitrögök mélyedéseiben, a vetődésekben mint eróziós maradványok számos helyen megtalálhatók. Ezek a tatabányai kőszénmedence mélyén — különösen annak DK-i részén — számos fúrásból ismeretesek. A medence ÉK-i részén a felsőgallai kőfejtőben lemélyített 343. sz. fúrás a parti kifejlődésű főnummulinás mészkő alatt 3,5 m vastagságban harántolta őket. Fekvőjük itt is dolomit. A 714. sz. vízfúrás az eocén összlet alatt dachsteini mészkőre települve 5,9 m összvastagságban harántolt dachsteini mészkődarabokkal váltakozó vörös agyagot. A tarjáni III. (463. sz.) fúrás a dachsteini mészkőre települve, 310,5—323,5 m mélységben, 13 m vörös agyagot harántolt. A tatabányai medence vörös agyagjai magas kóvasavtartalmuknál fogva kifejezetten agyagjellegűek. A nagygyházi kőszénmedencében ellenben az eocén összlet alatt az 524, 535, 539. és 553. sz. fúrások valódi bauxitot harántoltak, fekvőjében földolomittal. A bauxit korát általában eocén előttinek (kréta), a vörös agyagokat, melyek valószínűleg átmosott bauxitok, eocén-elejinek tekinthetjük.

A bauxitot és vörös agyagot vegyelemzés híján térképileg nem különíthetem el.

A kőszénmedencékben a vörös agyag, illetve bauxit fölött az ú. n. fekvő édesvízi üledékeket találjuk. Ezek a tatabányai medence legnagyobb részében szürke, sötétszürke, zsíros tapintású, egyenetlen törésű kemény

agyagok, homokos agyagok, agyagos homokok és márgák, melyekhez a medence DK-i és Ny-i részén édesvízi mészkő is csatlakozik (XII. akna).

A fekvő rétegösszlethez tartoznak azok a kvarchomokok, homokkő és durva kvarckavicsok is, amelyeket a 470, 482, 485, 488, 564. stb. sz. fúrások harántoltak.

A fekvő édesvízi üledékek általában kövületmentesek, gyakoriak azonban bennük a pirít-, markazit-, limonitkiválások. A fekvő összlet vastagsága a tatabányai medencében 0 és 40 m között változik, a medenceperemek felé kivékonyodik. Helyenként (pl. a Síkvölgyi-akna területén) a kőszén közvetlenül az alaphegységre települ. Külszíni előfordulásban a fekvő elegyesvízi üledékek nem tanulmányozhatók, csak fúrásokból és bányaművelésekből ismeretesek.

Ezek fölött következik a *kőszénösszlet*. Vastagsága, beleértve a közbe települt meddő rétegeket is, helyenként (pl. a XIV. akna mezejében; 455. és 318. sz. fúrás) meghaladja az 50 métert is. A kőszénképződés idején történt fenékingadozások következtében azonban a kőszénösszlet vastagsága meglehetősen változó. A kőszénösszlet a kőszéneken kívül bitumenes agyagok, kőszenes agyagpalák, agyagos kőszénpalák, égő palás és elegyesvízi meddő közbetelepülések váltakozásából áll. A medence D-i és DNy-i részében a meddő beágyazások között édesvízi márga és mészkőrétegek (VIII, IX, X, XII. és Síkvölgyi-akna), valamint a Vadász [8] által huszárszinór néven részletesen ismertetett alumohidrokalcit is jelentkezik.

A kőszénösszlet elegyesvízi rétegeinek leggyakoribb kövületei: *Tympanotonus hantkeni* (MUN.—CHALM.), *Melanatria auriculata* (SCHLOTH.), *Cantharus (Pollia) brongniarti* (D'ORB.), *Anomia (Paraplacuna) gregaria* BAY., *Modiola corrugata* (BRONGN.), *Cyrena grandis* HANTK. stb.

A nagyegyházi medence kőszénösszlet-kifejlődése a fúrási naplók szerint több, nagyobb függőleges távolságban elosztott, különböző vastagságú kőszéntelepét mutat, édesvízi mészkő, agyag és márga meddőbetelepülésekkel. Külszíni előfordulása a kőszénösszletnek és a fedőjét alkotó alsó elegyesvízi rétegeknek csak a volt külfejtés helyén ismeretes. Nyomokban most is fellelhető, bár jórésze az ótelepi palahányó és az 1. sz. derítőmedence által el van takarva.

A kőszénösszlet fölött az *alsó elegyesvízi rétegek* [3] következnek; ezek általában sötétszürke, lemezes agyagok és agyagpalák. Hasonlítanak a fent említett elegyesvízi közbetelepülésekhez; tengeri jellegük kissé hangsúlyozottabb; fölfelé fokozatosan tengeri üledékekbe mennek át. Faunájuk hasonló a kőszénösszlet elegyesvízi közbetelepüléseinek faunájához: *Tympanotonus hantkeni* (MUN.—CHALM.), *Tympanotonus calcaratus* (BRONGN.), *Ampullina incompleta* (ZITT.), *Melanatria auriculata* (SCHLOTH.), *Cantharus (Pollia) brongniarti* D'ORB., *Meretrix vértensis* (TAEGER), *Modiola (Brachyodontes) corrugata* (BRONGN.), *Anomia gregaria* BAY., *Ostrea supranummulitica* ZITT., stb. Felsőbb rétegeiben megjelennek a foraminiferák — köztük az apró *Nummulina subplanulata* HANTK. ET MAD. — is.

Az alsó elegyesvízi rétegekre a tengeri ú. n. *alsó foraminiferás molluszkumos agyagmárga* [3] települ, amit TAEGER [6] «tengeri operculinás rétegek»-nek nevez. A tatabányai márgafejtőben és a téglagyár melletti fejtőben van

jól feltárva. Kisebb előfordulásai a fentebb említettektől délre a vízmósásban, valamint ÉK-re az alsógallai út keleti oldalán találhatók. Gyakoriak benne a foraminiferák: *Operculina granulosa* LEYM., *Operculina ammonia* LEYM., *Nummulina ubplanulata* HANTK.—MADAR., *Orbitoides (Orthophragmina) tenuicostata* GÜMB., *Orbitoides papyracea* BOUB. stb. A molluszkumok közül apró *Turritella* sp., *Corbula* sp., *Tellina* sp. ismeretes. A ROZLOZSNIK [3] térképén feltüntetett nagyobb előfordulás a márgafejtő és Ujtelep között jelenleg nem látható, salakhányóval van eltakarva. Vastagsága helyenként eléri a 80 métert.

Az alsó foraminiferás molluszkumos agyagmárga fokozatosan a középső elegyesvízi rétegekbe megy át, ami a tenger visszahúzódásának következménye. Kőzetük sárgásbarna-rozsdásbarna, meszes homokkő s homokos márga. Külszíni elterjedése főleg a tatabányai medence közepének északi részére esik. Jómegtartású faunát tartalmaz *Ampullina perusta* (DEFR.), *Ampullina (Globularia) incompleta* (ZITT.), *Melanatria auriculata* (SCHLOTH.), *Cantharus (Polia) brongniarti* (D'ORB.), *Cantharus* sp., *Turritella* sp., *Anomia (Paraplacuna) gregaria* (BAY.), *Congerina eocaena* (MUN.—CHALM.), *Pectunculus* sp.). A márgafejtő középső elegyesvízi homokkővében elég gyakoriak levél lenyomatok is. Összvastagsága 20—30 m.

A középső-eocént erős tengeri előnyomulás jelzi. A tenger a medencéken túl az alaphegység peremét is elborította, minek következtében a középső- és felső-eocénben medencebeli és parti üledékek keletkeztek. Ezeket már ROZLOZSNIK [3] is megkülönböztette. A medencekifejlődést az agyagos kőzetek, a parti kifejlődést pedig a nummulinás mészkövek túlsúlya jellemzi. A parti kifejlődésű főnummulinás mészkő heteropikus fáciese a medencekifejlődésű perforata-brongniarti rétegeknek. Ezt bizonyítják a felsógallai kőfejtőben lemélyített 338, 340. és 341. sz. fúrások is, melyekben a parti kifejlődésű középső-eocén főnummulinás mészkő alatt a medence-fáciesű, alsó-eocén operculinás-foraminiferás agyagmárgát, az elegyesvízi, ugyancsak medencekifejlődésű alsó elegyesvízi rétegeket (szénfedőt) és a kőszénét harántolták, végül a dachsteini mészkövet érték el.

A peremek felé a medencebeli üledékek hirtelen kiékelődnek. Ezt bizonyítják ugyancsak a felsógallai kőfejtőben a fentebb említett fúrásoktól KÉK-re alig 30 m távolságban lemélyített 342, 343, 344. sz. fúrások, melyekben a medencekifejlődésű sorozat már csak alig pár m vastag, és kőszén nem tartalmaz; ezektől KÉK-re a 351, 352. és 353. sz. fúrásokban a főnummulinás mészkő medenceüledékek beékelődése nélkül közvetlenül a dachsteini mészkőre települ.

A medencekifejlődésű üledékek sorozatát az alsó perforatás-brongniartis rétegek vezetik be. Kőzetük sárgásszürke agyag és márga. Faunájuk teljesen elüt az alattuk fekvő középső elegyesvízi rétegektől; főleg a nummulinák nagyszámúak [*N. perforata* (DE MONTF.) és megaloszférás alakja, a *N. lucasana*, a *N. brongniarti* D'ARCH., *N. striata* BRUG., *N. incrassata* DE LA HARPE]

Külszíni előfordulásuk a Tatabányai-medencének ugyancsak az É-i részére esik. A ROZLOZSNIK [3] által feltüntetett délibb előfordulások a bányatelep fejlődésével beépültek, s így a külszínen nem láthatók. A fatelep és a betonút között számos kővület is akad bennük: *Corbis major* BAY.,

Crassatella sublumida, BELE., *Ostrea supranummulitica* ZITT., *Lucina* sp., *Strombus* sp., *Terebellum* sp. stb.

Az «alsó perforatás-brongniartis» rétegeket az ú. n. *felső elegyesvízi rétegek* (ROZLOZNIK) választják el a «felső perforatás-brongniartis» rétegektől. Ezek a rétegek főleg a tatabányai medence DK-i részén, az ú. n. homoki dűlők homokgödreiben, valamint a Mészáros úttól Ny-ra elterülő homokgödörben vannak feltárva. Faunájuk *Tympanotonus calcaratus* (BRONGN.), *Melanopsis doroghensis* (OPPH.), korallók.

A középső-eocén medence-kifejlődésének felsőbb rétegösszletét a «felső perforatás-brongniartis» rétegek képezik. Ebben a 25—30 m vastag üledékcsoportban ROZLOZNIK [4] 12 réteget különböztetett meg. Kőzete általában márga, helyenként homokos mészmárga. Kövületben igen gazdag rétegösszlet. A «felső perforatás-brongniartis» rétegek a medencekifejlődésű üledéksorozatok közül külszínen a legelterjedtebbek. Különösen a tatabányai medence D-i részén, a IX, X, XI, XIV. és VI. aknák környékén fordulnak elő nagyobb foltokban. E rétegekhez soroltam azokat a kisebb *N. perforaták* tartalmazó márgákat is, melyek Kisegyházától É-ra a Hárshegy DNY-i oldalán fordulnak elő.

A IX, XI. és X. aknák környékén a «felső-perforatás-brongniartis» rétegek kőzete kemény, lilás árnyalatú márga, sok *miliolinával*. A X. aknától D-re lévő homokgödörben egy ostreás korallpad van feltárva, amelyben főleg *Ostrea gigantea* SOLANDER, *O. roncana* PARTSCH és korallók találhatók.

Kövületekben a «felső perforatás rétegek» igen gazdagok: a *Nummulina perforata* D'ORB., a *N. brongniarti* D'ARCH., *Assilina* sp. fajokon kívül helyenként a *N. striata* BRUG. tömegesen lép fel. Kagylók és csigák közül a nagy és vastaghéjú *Crassatella plumbea* (CHEMN.), *Corbula* (*Bicorbula*) *exarata* (DESH.), *Ostrea roncana* PARTSCH, *Pecten* sp. *Terebellum sopitum* (SOLANDER), *Natica* (*Cepatia*) *böckhi* ROZLOZNIK, *Ampullina incompleta* (ZITT.), *Transovula gigantea* SCHAFFH, *Velates* sp. fajok gyakoriak.

A «felső perforatás-brongniartis» rétegekre a *felső foraminiferás molluszkumos agyagmárga* települ. ROZLOZNIK [3] több lelőhelyét már nem sikerült megtalálnom. Jól feltárva csak a Csákányi-dűlő mély, árokszerű bevágásában és a VIII. lejtaknától DDK-re, a házak mögötti meredek partbevágásban találtam meg.

A középső- és felső-eocén határa az ú. n. *molluszkumos márgás mészkő*. Általában rozsdásbarna, homokos, glaukonitos márga, mely fölfelé márgás mészkőbe megy át. A tatabányai medencében több helyen előfordul, általában azonban nem nagy foltokon: a XI. aknától Ny-ra az útbevágásban, valamint attól ÉK-re a víztartály alatt, a IX. aknától D-re a csákányi dűlőkben, a VIII. lejtaknától K-re lévő ház sor bevágásában, valamint attól Ny-ra, a XII. lejtőszaknától ÉK-re és ÉNy-ra, a fateleptől D-re a Δ 203-on, ahol igen sok benne a *Turritella*-kőből. A tatabányai medencén kívül Csordakútpuszta és Kisegyházapuszta között a Δ 243,3 alatt találtam meg a következő faunával (Szóts E. meghatározása): *Ampullina perusta* (DEFR.), *Cerithium subcorvinum* OPPH., *Ampullospira oweni* (D'ARCH.), *Arca pseudopelensis* SZÓTS, *Turritella* sp., *Aloidis* sp., *Phacoides* sp., *Psammobia* sp., *Meretrix* sp., *Cardita* sp.?, *Orbitoides* (*Orthopragmina*) sp.

A *felső-eocén* medence kifejlődését az *orthophragminás mészkő* képviseli. Főleg a Tatabányai-medence Ny-i és DNy-i részén, a Sikvölgyi-akna, a XI. tömedékakna környékén, a Körtvélyespusztára vezető úton és attól Ny-ra, a XII. lejt- és légakna között, valamint ezektől D-re, a XI. tömedékakna irányában van kifejlődve. Kőzetalkotó kövületei orbitoidesek, illetve orthophragminák *Orthophragmina papyracea* (BOUB.), helyenként *lithothamniumok* is; a *N. millicaput* mikro- és megaloszférás alakjai (*N. millicaput* és *N. tschichatscheffi*), valamint számos *puhatestű* és *tüskésbőrű*.

A Tatabányai-medencén kívül Tükrösmajortól Ny-ra, Kisegyházától ÉK-re és K-re, a Hársashegy D-i lejtőjén van még orthophragminás mészkő. Itt egy ostreás paddal települ a földolomitra. Ez az ostreás-orthophragminás pad Csordakúttól D-re is megvan a köfajtóban feltárt főnummulinás mészkőre települve. A Hárshegy D-i lejtőjének orthophragminás mészkővében az orthophragminákon kívül elég gyakori a *N. perforata* is, ami arra enged következtetni, hogy a rétegösszetben a parti kifejlődésű főnummulinás mészkő is képviselve lehet.

A *parti kifejlődésű üledékek* sorozatát a középső-eocén *főnummulinás mészkő* vezet be. A Tatabányai-medencét D-en és K-en a triász alaphegység keretére települve kisebb-nagyobb rögök alakjában övezi. A medence peremén túl, a földolomitra települve a nagyegyházai—mesterberek-i-kőszénmedence Ny-i peremét alkotva a Sátorhegy különböző részein, a Kistornyó-hegy K-i s a Hársashegy D-i oldalán található.

A fehér, szürkésfehér, gyakran sárgásszürke, szemcsés, helyenként kissé márgás kifejlődésű mészkőben vannak kövületdús, főleg nummulinákat tartalmazó szintek is, másutt azonban kövületben szegény. Leggyakoribb benne a *N. perforata* (DE MONTF.); helyenként, mint Felsőgallától D-re, a Szár felé vezető út K-i oldalán a *N. millicaput* (BOUB.) mikroszférás alakja 8—10 cm-es átmérőjű példányai kőzetalkotók. Faunája elég gazdag: *Ostrea supranummulitica* ZITT., *Ostrea flabellula* LAM., *Ostrea gigantica* (SOLANDER), *Ostrea roncana* PARTSCH, *Pecten biarritzensis* D'ARCH., *Pecten corneus* SOL., *Eichinolampas subsimilis*, *Schizaster* sp. stb. fordulnak gyakran elő. A Csákánypusztától É-ra előforduló kisebb főnummulinás mészkőrögökben nem ritka az *Alveolina* és az *Orbitolites* sem.

A parti kifejlődésű üledéksorozatban ROZLOZSNIK [3] elkülönítette a főnummulinás mészkőre települő *felső perforatás-brongniartis rétegeket*, melyek márgás kifejlődésben a felsőgallai Kálvária és Bódishegy között, valamint a Kőbánya DK-i részén fordulnak elő. Hullámos felületű, kissé homokos-agyagos márgák.

Ezek felett a rozsdásbarna *molluszkumos, homokos, striatás márga* (ROZLOZSNIK [3]) foglal helyet. A felsőgallai Kálváriahegy és Bódishegy K-i illetve D-i részén, a Felsőgalláról Szár felé vezető út mindkét oldalán több kisebb-nagyobb előfordulásban található.

A parti kifejlődésű eocén összlet legfelsőbb tagjaként sárgásan szétmálló *márgás mészkő* lép fel, apró nummulinákkal, amit ROZLOZSNIK «márgás mészkő a *Nummulina böckhivel*» néven jelölt meg. A felsőgallai Bódishegy K-i oldalán, valamint a Tatabányai medence D-i peremén, a Mészároshegy É-i lejtőjén alkot kisebb-nagyobb foltokat.

A felsőgallai Kálváriahegy, Bódishegy, Csákánypusztától É-ra lévő triász rögök és a Sátorhegy-triász vonulata közé eső medencerészletben — amint azt az ott lehányított 527, 531, 533, 534. és 537. sz. fúrások is bizonyítják — az eocén idősebb része hiányzik és csak az eocén felsőbb, parti kifejlődésű tagozata van kifejlődve, ami a medencerész későbbi (középső-eocén) keletkezésével magyarázható.

Különálló külszíni eocén-előfordulás a Lóingatóhegy ÉNy-i végén, a dolomitra települő rozsdásbarna, lilás árnyalatú, kemény, édesvízi pizolitos mészkő. Helyenként ökölnyi konkréciókat tartalmaz; pl. a Fakóhegy Ny-i és ÉNy-i oldalán is. Kőszénösszlet feletti édesvízi mészkövet ismerünk a csordakúti fúrásokból.

Az alsó-oligocént területünkön az eocénvégi kiemelkedés következtében szárazföldi lepusztulás jellemzi. A lepusztulási termékek — kövületmentes zöldesszürke és vörös tarka agyagok, agyagos márgák, agyagos homokok és homokkövek — a Síkvölgyi-aknáól É-i irányban egész az ótelepi temetőig megtalálhatók a homokgödörökben. Külszíni előfordulásaikon kívül a Tatabányai-medence számos kőszénkutató fúrásából is ismeretesek.

Ugyancsak a szárazföldi időszak képződményének kell tekintenünk azokat a rozsdásbarna, vöröses, *kövületmentes homokköveket* és breccsákat is, amelyek — bár alárendelt kiterjedésben —, de feltűnő módon mindig a triász alaphegység rögei szélén jelentkeznek és amelyeket LIFFA (1903, 1904 és 1905) «hárshegyi homokkő» néven különített el. TELEGDÍ—ROTH [7] szerint az «infraoligocén szárazföldi időszak törmelékfelhalmozódása a kövületmentes homokkő (hárshegyi homokkő) képében jelentkezik». Tarjától ÉK-re a Jáski-kút és a Δ 290,5 között a dachsteini mészkőre települve, a Fakóhegy DK-i oldalán, a Sátorhegy K-i lejtőjén, valamint a felsőgallai Vereshegy DK-i részén a dolomitrögökkel kapcsolatban jelennek meg. Jelenlegi magas helyzetük valószínűvé teszi, hogy az oligocén utáni kiemelkedés hatására, lazább fedőrétegek lepusztulása révén kerültek a felszínre.

A *felső-oligocént* a Gerecsehegységben a tengeri *obovatusos homokkő* képviseli, amely váltakozva *elegyesvízi agyag* és *agyagmárgákkal* a héregi-tarjáni—csordakúti medencét, a nagyegyháza—mesterberek-i medencét és a szári medencét tölti ki. Itt számos kibúvásban megtalálható. Szürke, barnásszürke, laza, agyagos, eléggé durvaszemű kőzete felsőbb részében konglomerátumos. A konglomerátum kimállott kavicsai az említett területeken meglehetősen elterjedtek. Az obovatusos homokkő közé agyagos-márgás, elegyesvízi rétegek települnek, jelezve a felső-oligocén tenger ingadozását. Ezek az elegyesvízi betelepülések elég gazdag, de egyhangú faunát tartalmaznak. Nagyegyházától D-re az elegyesvízi rétegekből a következő fajokat gyűjtöttem (Szóts E. meghatározása): *Tympanotonus margaritaceus* (BROCCHI), *Potamides plicatus* (BRUG.), *Melanopsis hantkeni* (HOFMANN), *Cyrena semistriata* (DESH.), *Ostrea* sp.

A tarjáni Szőlőhegy aljából a következő fauna került elő: *Tympanotonus margaritaceus* (BROCCHI), *Potamides plicatus* (BRUG.), *Natica* sp., *Cyrena semistriata* (DESH.), *Thracia* sp., *Cardita* sp., *Isocardia* (?) sp.

A tarjáni, nagyegyházai és szári medencék kétségkívül felső-oligocén konglomerátumaival, illetve kavicsaival szemben a Tatabányai-medencé-

nek Ny-i részén előforduló kavicsok kora kétséges. Vértessomlyónál HANTKEN adatai szerint az oligocén kőszén fedőjében *Tympanotonus margaritaceus* volt felismerhető, tehát az elegyesvízi felső-oligocén rétegek megvannak. Az elegyesvízi rétegek fedőjét alkotó homokköveket TAEGER [6] — bár kövületet nem tartalmaznak — közhasonlóság alapján az obovatusos homokkővel azonosította. Mivel az oroszlányi, valamint a Tatabányai-medencében lemélyített fúrások igen sok esetben harántolták az oligocént, de sem tengeri obovatusos homokkövet, sem a fekűjét képező *Tympanotonus margaritaceus*-os elegyesvízi rétegeket nem észleltek, hanem csak kizárólag szárazföldi vagy édesvízi szürke, zöld és vörös tarka agyagokat, agyagos homokköveket, kavics és konglomerátum közbetelepülésekkel, a tengeri kifejlődés a Vértess Ny-i részén kérdéses. Tehát a Tatabányai-medence Ny-i részének számos kavicselőfordulása lehet felső-oligocénkori képződmény, tengeri eredetük azonban nem biztos. Az irodalomban [11, 2] több esetben miocénnek minősítik a kavicsokat. Különösen megnehezíti koruk megállapítását kövüethiányuk, az Általér Ny-i oldalán, a Patári-hegyen előforduló pannóniai kavicsokhoz való hasonlóságuk.

A miocén üledékek minden valószínűség szerint hiányoznak munkaterületemről.

Pannóniai kavics Környe és Vértesszöllös között számos helyen előfordul. A Patári-hegyen, a $\Delta 190,6$ alatti egyik kavicsbánya közepes-durvaszemű kavicsából számos *Congerina* cf. *ungula caprae*, *Limnocardium* sp. került elő. A kavics egy szabálytalanul közbetelepülő, középszemű homoklencséből jömegetartású *Melanopsis entzi*, *Melanopsis* sp., *Planorbis* sp.-t sikerült gyűjtenem.

Negyedidőszaki képződmények. Vértesszöllös ÉÉNy-i részén rozsdássárga, szürkés, likacsos, többé-kevésbé sejtes szövetű forrasmészövet fejtenek. A gyakori dolomit- és mészkőtörmelék részben törmelékkúp, részben hordalék.

Az Általér mentén számos helyen terrasz kavics is megfigyelhető; túlnyomóan mészkő, kisebb részt kvarcanyaguk különbözik a pannóniai kavicsokétól. Összemosott faunájuk eocén, oligocén és pannóniai alakokból áll.

A terület legnagyobb részét borító lösz és futóhomok a bányászat szempontjából fontos tömedékelési anyag.

Hegységszerkezet

A Gerecse D-i s a Vértess É-i része jellegzetes röghegység. Kiemelkedő sashércek között mélyebbre süllyedt árkokat találunk. A mezozói alaphegység általában egy irányban, ÉÉNy felé dől $10-20^\circ$ -kal.

Az uralkodó törési irányok a terület D-i és K-i oldalán ÉNy—DK-i, É-i, ÉNy-i részén pedig É—D-i irányúak. Az ÉNy—DK-i irányú rögeket kevésbé feltűnő, DNy—ÉK-i vetők szabdalják fel.

A hegységképződés tehát itt táblák kiemelkedésében és összetöredezésében, nem pedig gyűrődésében nyilvánult. Ez megnehezíti az egyes szakaszok elkülönítését — annál is inkább, mert a fiatalabb törési vonalak lényegükben a régebbi törések irányát követik.

Kimmériai hegységképződés nyoma a júra képződmények hiánya miatt területünkön nem nyomozható. Feltehetően táblás kiemelkedésben jelentkezett, és hozzájárult a triász üledékek köztérválásához.

Az *ausztriai orogén* szakasz nyomait a vértessomlyói kápolna melletti krinoideás mészkő vékonypados rétegeinek gyűrődésében gyaníthatjuk. A Tatabányai-medence ÉNy—DK-i tengelyéből leírt felső-kréta (?) előforduláson kívül egyéb felső-kréta üledékeket nem találunk. Feltehető tehát, hogy az alsó- és felső-kréta határán területünkön erősebb kiemelkedés történt, a táblák összetöredezésével. A mezozói táblák mélyebbre süllyedt, eróziótól védett rögein mintegy beékelve maradtak vissza krinoideás mészkőrészletek. Ennek a süllyedésnek, illetve beékelődésnek tulajdonítható a krinoideás mészkő gyűredezettsége. A vastagpados, már korábban közetté vált dachsteini mészkő a beékelődéssel kapcsolatos térfogatcsökkenésre töréssel, a rátelepülő krinoideás mészkő aránylag plasztikus, de főleg vékonypados képződménye pedig helyi jellegű gyűrődéssel válaszolt.

A *larámi szakasz* ugyancsak a mezozoi táblák kiemelkedésében és összetöredezésében nyilvánult meg. A mélyebbre süllyedt részekben az eocén-elején megindult lassú epirogén süllyedés folyamán medencék keletkeztek. Az így kialakult medencékben kedvező körülmények között (Nagyegyháza, Tatabánya, Csordakút) kőszénképződés indult meg.

A középső-eocén idején a süllyedés általánossá vált s a tenger a medence-peremeket is elöntötte.

Az *eocén-végi*, kárpáti hegységképződés, kiemelkedés a mezozói rögök további széttöredezését, az eocén képződmények szétdarabolását hozta magával. Az alsó-oligocént szárazulattá válás és lepusztulás jellemzi. A középső-oligocénben újabb (epirogén) süllyedés következett; a felső-oligocén a már meglévő medencéken túl a kárpáti orogén által alkotott tarjáni és héregi medencét is elborította. Ezeket a medencéket általában ÉNy—DK-i irányú törések határolják.

A vértestolnai medencét É—D-i irányú lépcsős vetők határolják. Keletkezése valószínűleg szintén a kárpáti mozgásoknak tulajdonítható. A felső-oligocén tenger ebbe a medencébe nem hatolt be, legalábbis a fúrásokból csak kövületmentes, kőszénnyomos, édesvízi rétegek ismeretesek.

Az *oligocénvégi szávai szakaszban* már az oligocén képződmények is szétdarabolódtak, a tenger visszavonult. Tengeri miocén területünkön nincs, szárazföldi képződményei sem mutathatók ki biztonsággal.

A pannóniai kavicsokban szerkezeti mozgás nyomait nem észleltem.

IRODALOM

1. LIFFA A.: Megjegyzések «Staff János: Adatok a Gerecse hegység stratigrafiai és tektonikai viszonyaihoz» c. munkája stratigrafiai részéhez. M. Kir. Földt. Int. Évkönyve XVI. k. 1. f. Bp. 1907.
2. LIFFA A.: Geológiai jegyzetek a Gerecse hegység és környékéről. M. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1906-ról. Budapest. 1907.
3. ROZLOZSNIK P.: A tatabányai szénmedence bányaföldtani térképe, 1 : 12,500. A M. Kir. Földt. Int. kiadása. Budapest. 1922.

4. ROZLOZSNIK P.: Führer in Tatabánya. Führer zu den Studienreisen des Paleontologischen Gesellschaft. Budapest. 1928.
5. SZÓTS E.: Jelentés a Nyugati Vértes eocén képződményeinek rétegtani viszonyairól. Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. Bp. 1952.
6. TAEGER H.: A Vértes hegység földtani viszonyai. M. Kir. Földt. Int. Évkönyve. XVII. k. 1. f. Bp. 1909.
7. TELEGDY-ROTH K.: A tokod-dorogi és a tatabányai barnaszénmedencék között elterülő vidék és a móri árok környéke. M. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1920—1923. Budapest, 1925.
8. VADÁSZ E.: Kőszénföldtani tanulmányok. M. Kir. Földt. Int. Gyakorlati alkalmi és népszerű kiadványai. Budapest. 1940.
9. VÍGH GY.: Földtani jegyzetek a Gerecse hegységből. M. Kir. Földt. Int. Évi Jel. 1920—23-ról. Budapest. 1923.
10. VÍGH GY.: Adatok a budai és gerecsehegységi triász ismeretéhez. I. rész. Földt. Közl. LVII. k. Bp. 1927.
11. VITÁLIS I.: Magyarország szénélőfordulásai. Sopron. 1939.
12. WINKLER B.: A Gerecse és Vértes hegység földtani viszonyai. Földt. Közl. XIII. k. Bp. 1883.

LE LEVÉ GÉOLOGIQUE DU VÉRTES SEPTENTRIONAL ET DU GERECSE MÉRIDIONAL

Par F. SÓLYOM

Le fond et la bordure des bassins entre le Vértes et le Gerecse consistent en formations triasiques, jurassiques et crétacées. Entre la dolomie et le Dachsteinkalk, l'on peut observer une transition graduelle à dolomie calcaire. Tous les deux appartiennent à l'étage norien. Les formations jurassiques sont représentées par le calcaire et l'argile liassiques, trouvés dans le forage No 433 de Tatabánya. Le Crétacé est connu de plusieurs forages, mais à la surface, on ne le trouve qu'à deux endroits. Son ensemble épais de 20 m environ peut être classé comme Crétacé inférieur. Les couches éocènes sont généralement étendues. Leur épaisseur dépend de la mesure de la dénudation pré-oligocène. Avec des intercalations de bauxite ou d'argile rouge, l'Éocène inférieur gît, en faciès terrestre, sur le triasique. Au-dessus de celui-ci, ce sont les argiles d'eau douce et le calcaire qui suivent. C'est le mur du gisement de lignite de Tatabánya. Il manque, par endroits et alors, la lignite gît immédiatement sur le Triasique. Au-dessus de l'ensemble de lignite, on trouve des couches inférieures saumâtres. V. la liste de faune dans le texte hongrois. L'Éocène moyen est caractérisé par une transgression forte. Ses sédiments se présentent, aux bordures et à l'intérieur du bassin, en faciès divers. L'Éocène supérieur est représenté par le calcaire à Orthophragmina. L'Oligocène inférieur est caractérisé par des sédiments terrestres et par la dénudation. Dans l'Oligocène supérieur ce sont les couches marines et saumâtres qui se sont déposées. Les formations miocènes manquent. L'étage pannonien est représenté par des graviers, le Pléistocène par l'éboulis et par les calcaires d'eau douce.

La tectonique des montagnes est d'un caractère de massif à failles. L'on peut sûrement démontrer les phases orogènes.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЪЁМКА В СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ГОР ВЕРТЕШ И ЮЖНОЙ ЧАСТИ ГОР ГЕРЕЧЕ

Ф е р е н ц Ш о й о м

Подошва и окраина бассейнов, находящихся между горами Вертеш и Герече, образуются триасовыми, юрскими и меловыми образованиями. Между доломитом и дахштейнским известняком можно наблюдать постепенный известково-доломитовый переход. Оба относятся к норскому ярусу. Образования юрского периода представлены лейасовой глиной и известняком, найденными в бурении № 433 в д. Татабанья. Мел известен из большого числа бурений, однако на поверхности проследим только в двух местах. Его толщину, мощности ок. в 20 м, можно относить к нижнему мелу. Эоценовые слои имеют всеобщее распространение. Их мощность зависит от степени до-олигоценовой денудации. Нижний эоцен с вставлением боксита или красной глины залегает на триас в континентальном развитии. Над ними следуют пресноводные глины и известняк. Эти слои являются подстилкой каменноугольной залежи д. Татабанья. Они в некоторых местах отсутствуют, в таких случаях каменный уголь залегает непосредственно на триас. Над каменноугольным комплексом встречаются нижние смешанноводные, фораминиферовые, моллюсковые, средние смешанноводные слои. Перечисление фауны находится в венгерском тексте. Средний эоцен характеризуется сильной трансгрессией. Его осадки появляются на окраинах и в внутренней части бассейна в отклоняющемся развитии. Верхний эоцен представлен ортофрагминовым известняком. Нижний олигоцен характеризуется континентальными осадками и денудацией. В верхнем олигоцене отложились морские и смешанноводные слои. Миоценовые образования отсутствуют. Паннонский ярус представлен гравием, а плейстоцен обломками и пресноводным известняком.

Структура гор имеет характер сбросовых глыбовых гор. Ларамийская, карпатская и савская фазы горообразования с уверенностью выявляемы.

A DUNA—TISZA-KÖZÉNEK FÖLDTANI VÁZLATA

A csoport felvételi jelentéseinek figyelembevételével

(XXIII—XXV. sz. melléklettel)

írta: SÜMEGHY JÓZSEF

I. Bevezetés

A M. Áll. Földtani Intézet Igazgatósága 1950-ben megkezdte az ország sík- és dombvidékének részletes földtani térképezését. Ennek a munkának az volt a célja, hogy az elavult, hiányos, régi térképek helyett, mai tudományos és gyakorlati igényeket kielégítő, modern térképeket nyújtson s lehetővé tegye az ország új földtani térképének megszerkesztését, kiadását is. Ezért felvételi munkálatainknál nemcsak a rétegtani megállapításokhoz szükséges földtani adatokat gyűjtöttük össze, hanem a felszíni és felszínközeli képződmények legrészletesebb szétválasztásával elértük azt is, hogy térképeinken a legrészletesebben szerepelnek a termőtalajok anyakőzetei is. Térképeink emellett az erdősítési, talajvízháztartási, öntözési és csatornázási kérdések kidolgozásához s az iparilag felhasználható nyersanyagok kutatásaihoz is sok hasznos adatot nyújthatnak.

Ez a nagyszabású térképező munka 2 csoport beállításával, a Duna—Tisza-közén indult meg, amelyből a Sümeghy-csoport 1950-ben a Duna—Tisza-közének É-i részét, az irsa—ceglédberceli dombokat, s a Jászság nagyrészét vette föl. SÍDÓ MÁRIA a hatvani, nagykatái, tápiószentmártoni, tápiószelei, jászladányi s a jászfényszaruí lap egy részét, SIPOSS ZOLTÁN a jászkiséri, fegyverneki és a jászfényszaruí lap egy részét, FEHÉR BÉLA a tiszaroffi, HÖGYE ILONA a jászberényi, abonyi, szolnoki, rákóczipfalvai és tiszafüredi, VARGÁNÉ CSURY ILONA a péceli, monori és örkényi, SZUROVYNÉ HAJÓS MÁRTA a ceglédi és kúnszentmiklósi, PÁLFALVY ISTVÁN a lajosmizsei, kecskeméti és felsőszentkirályi, BOGSCH LÁSZLÓ a dömsödi, RÓNAI ANDRÁS a dunavecsei, szabadszállási és kerekegyházi, ERDÉLYI MIHÁLY a dunaföldvári, fülöpszállási és izsáki, SZILÁRD JENŐ a paksi és akasztói, PÉCSI MÁRTON a kalocsai és kiskőrösi, ZOMBAY PÁL pedig a tolnai és a fajszi lapok területét vette föl. A munkában geomorfológiai szakmunkatársként 1 hónapig BULLA BÉLA és KÉZ ANDOR egyetemi tanárok is résztvettek.

Felvételi jelentéseik részletadatai szervesen kiegészítik ezt az összefoglalást, s eredményeit, megállapításait alá is támasztják. Megjelentetésük nagyon is hasznos volna, de ez, sajnos, technikai okokból keresztülvihetetlen. Ezért jelentéseiből csak olyan részletadatokat emelhetünk ki, amelyek a felvett terület rétegtani kiértékelésénél hasznosaknak minősíthetők.

A Duna—Tisza-közének mélyebb altalajára vonatkozó földtani ismereteink még nagyon hiányosak. Bár részletvizsgálatok itt is történtek, de a mélyebb tagokra is kiterjedő, összefoglaló szintézist még nem állították össze. Nem hiányoznak innen a földtani megismeréshez igen szükséges, idősebb rétegeket is feltáró, mélyebb kutatófúrások adatai sem, amelyek a terület altalajának rétegsorát részben már a mezozoikus alapig is feltárták, de a szóbanforgó mélyfúrások olyan eloszlásúak, hogy közülük érdemlegesebb a terület középső, nagyobb részére egy sem esik. Elkészült a Duna—Tisza-köze geofizikai térképe is, de mérési eredményeinek kiértékelésénél is első-sorban csak az É-on és D-en sűrűbben telepített mélyfúrások földtani adatai használhatók fel. Amíg a Duna—Tisza-köze középső nagy részének üledékeit a sziklafenekig lehajtott kutatófúrások több helyen föl nem tárják, addig csak kísérletnek tekinthető, ha irodalmi, fúrási és geofizikai adatok alapján igyekszem elfogadhatóbb képet rajzolni a mélyebb medenceüledékekről, sziklafenekükről, szerkezetükről, s hovatartozandóságukról. A felszíni és felszínközeli üledékek földtani ismeretében azonban már szerencsésebben állunk. A Magy. Áll. Földtani Intézet a Duna—Tisza-közét újra térképezte, s ennek a nagyszabású felvételi munkának földtani eredményei a fiatal üledéksor sok függő kérdését tisztázták, s helyezték új megvilágításba. Mivel földtani szempontból a felszíni s felszínközeli képződmények jelen esetben a fontosabbak, az alábbiakban részletesebben ezekkel foglalkozom s az idősebbekkel csak annyiban, hogy amazok ismertetését érthetőbbé tessesem.

II. Az ősi alap

A legújabb földtani és geofizikai kutatások eredményei egyaránt arra vallanak, hogy a Duna—Tisza-köze is szerves része a Magyar-medence nagy parageoszinklinálisának, amelynek merev, kristályos alaphegység keretében részgeoszinklinálisokat határoló vagy elválasztó paleozóos rögök sorozatai, vonulatai tekintélyes mezozóos rögsorozatokkal, vonulatokkal, váltakoznak. Az egyes kristályos és mezozóos vonulatok, rögsorozatok közé harmadidőszaki üledékekkel kitöltött medencerészek iktatódnak. A legújában megjelent geofizikai térképen közölt geofizikai maximumok és minimumok is olyanképpen értelmezhetők, mint ahogyan azt már Бөккн Hugó is felfogta, vagyis, hogy a geofizikai maximumokat a variszkuszi hegység és az ezt részben beborító mezozoikum rögeinek kell tekintenünk, tehát az Alföld, illetve a Duna—Tisza-köze is *«buried hill»* szerkezetű [1].

Az egyes maximumok igen eltérő mélységeket jelenthetnek. Köztük óriási mélységű vagy sekélyebb, de rendszeren amazoknál nagyobb kiterjedésű vápák alakultak ki. A geofizikai térképen ábrázolt maximumok és minimumok rendszerbe foglalása, földtani értelmezése, megfelelő számú és mélységű kutatófúrás hiányában, ma még nagyon nehézkes. A geotermikus grádiensek anomália-térképe kratogén jellegű, mert azon a mélyvonulatok a paleozoikum, a magas értékek zónái pedig a mezozoikum elterjedését jelzik, s ez — SCHEFFER szerint — abban nyilvánul, hogy a mélyvonulatok egymásra merőleges szakaszokból tevődnek össze [3].

Vonatkozik ez főleg a Tiszántúlra, ahol ÉNy—DK-i és ÉK—DNY-i csapásirányú maximumsorozatok keresztezik egymást, de nem hiányzanak a KNY-i irányban haladó maximumsorozatok sem.

A Duna—Tisza-közén már jobban rendszerezhetők ezek a vonulatok. A geofizikusok által közölt izoanomália térkép ismertetett adataiból következtetve, 3 részgeoszinklinálisban jön át ide mezozoikum a Dunántúlról. Közülük az É-i a Dunántúli Középhegység, illetve a Budai-hegység ÉK-i folytatása. A mágneses anomáliák alapindikációjának elrendezése szerint kristályospala alaphegység teknőjében ül. Maga a kristályospala alaphegység tovább ÉK felé, a Vepor- és a borsodi Bükkhegység közt folytatódik. De, hogy a teknőjében ülő mezozoikum, amelynek csapásiránya határozottan ÉK-i, csak a fátrai mezozoikum felé folytatódik-e, avagy a pesti-öböl tájékán szétválva, a borsodi Bükkhegység felé is bocsát-e ki ágat, még eldöntetlen kérdés. Az a geofizikai maximum vonulat u. i., amelynek egyik központját Pestszentlőrinc-től É-ra, a másikat pedig Őrszentmiklósnál tüntették föl, egészében inkább ÉNy—DK-i csapásirányt mutat, s inkább a fátrai mezozoikum felé irányul.

Inkább elfogadhatóbbnak látszik az a föltevés, hogy a Dunántúlról a Duna—Tisza-közére átvonuló második részgeoszinklinális, amelynek dunántúli részét az inkei—igali—pinchehelyi és németkéri gravitációs maximum vonulata jelzi, s amely a velencei-hegységi és a baranyai kristályos kőzetű tömböket is kettéosztja, nem az előbb említett, hanem a bugyi—pilisí—gombai—mezőkeresztesi—tardi és mezőkövesdi mezozoós rögsorozat csapásirányával vág össze, illetve ebben az irányban alakult ki.

A harmadik részgeoszinklinális a Villányi-hegység mezozoikumának K-i folytatásaként: Kiskúnhalas, majd Szeged és Ferencszállás felé nyomozható s ehhez tartoznak a jánoshalmi—sükösdí és a tompa—bácsmadarasi mezozoós alaphegységek is. Felszínen maradt rögei a még kevésbé ismert bátai és mohácsi szigeti triász mészkő és dolomitos mészkő is.

A középső és D-i mezozoikus részgeoszinklinális közé rögök széles sávú sorozata iktatódik. Dunapentele és Paks közt lép ez át a Dunántúlról ide, mint paleozói kristályos kőzetek vonulata, amelynek egyes, nagyobb rögeit: a bölcскеi—hartai, peszeradacsi—orgoványi, a szentkirályi, a törteli és a szolnoki—kiskőrei gravitációs maximumok jelezhetik. Az egyes többé-kevésbé zárt maximumok csapásiránya még határozottan ÉK-i. Egyetlen kivételnek látszik a szentkirályi, ÉD-i csapásirányával.

Mind a részgeoszinklinálisokat, mind pedig a kristályos alaphegység-vonulatot keskenyebb-szélesebb mélyárkok választják el egymástól. Ilyen mélyárkot jelölhet az a minimum vonulat is, amelynek legmélyebb részét a szigetcsév—alsónémedi tengely jelzi, s amely ÉK, Üllő felé kiszélesedve, már kisebb mélységet sejtet. Hasonló, de emennél talán még nagyobb mélységet jelez a Kúnszentmiklós—Örkény—Ceglédbercel—Alattyán vonalában húzódó és Örkény környékén kiszélesedő gravitációs minimum is, amelynek legmélyebb része Örkénynél gyanítható, s amely nemcsak a Duna—Tisza-közének, de talán az Alföldnek is legnagyobb mélységű árka lehet. Emezeknél jóval szélesebb mélyárkot jelez a kristályos alaphegységet a D-i részgeoszinklinálistól elválasztó gravitációs minimum.

Paks és Gerjen közt jöhet át a Dunántúlról az a felszín alatti mélyedési tengely, amely VAJK RAUL térképén Gyöngy felől Paksnak tart, s amely határozott K-i csapásiránnyal a Kiskörös—Kiskúnfélegyháza—Csongrád vonallal folytatódik [8].

A bölcske—hartai kristályos, illetve a miskei mezozói rögök közt még keskenyebb, de sekélyebb mélyárok Csengőd és Kiskörös közt erősen kiszélesedve húzódik K felé. Zárt gravitációs minimuma nagyobb mélységűvé azonban csak Kaskantyútól K-re válik, s legmélyebb része Kiskúnfélegyháza környékén tetelezhető fel.

Ha a geofizikai mérések közül a nehézségi mérések csakugyan az Alföld, illetve a Duna—Tisza-köze sziklafenekének morfológiáját, domborzatát tükrözik vissza, nem pedig valamilyen nagyobb sűrűségű kőzetből, vagy a rétegek sűrűségsökkenéséből származnak, akkor az ismertetett beosztás is elfogadható. Ezt azért is kívánom megemlíteni, mert pl. VADÁSZ szerint a geofizikai mérések megadják ugyan a medenceüledékek alatt rejtőzködő alaphegység-részek mineműségét, térbeli helyzetét és körvonalait, de ez nem azonos azok hegységszerkezeti jellegével, még ha az éles vonalakkal kiadódó határok törésvonalakat jelentenek is. A sasbércet vagy kiemelkedést gravitációs mérések alapján nem lehet megkülönböztetni az antiklinálistól [7]. Bárhogy is fogjuk fel ezt a kérdést, az bizonyosnak látszik, hogy a geofizikai maximumok a rétegek valóságos kiemelkedésének felelnek meg s a kimutatott izogamma különbségek elsősorban az alaphegység rögeinek relatív kiemelkedéséből származnak. Ugyanakkor a geofizikai minimumok talán mindig az elsüllyedt alaphegységek árokszerű, vagy vályúszerű teknőit jelzik. A vázolt mezozoós részgeoszinklinálisok és a kristályos kőzetű alaphegységvonulatok sok zárt geofizikai maximuma és minimuma rögök sorozatát tetelezi föl.

Az említett, mélybesüllyedt alaphegységvonulatok és mélyárkok mindenestre a Duna—Tisza-köze földtani felépítésének pillérjeit szolgáltatják. A vonulatokká összevonható rögök sora s a köztük s velük párhuzamosan haladó depressziók É-on még ÉK-i, közepén K-i és D-en már DK-i csapásirányú, dunántúli típusú kristályos és mezozói alaphegységeket és azok közé iktatódott, harmadidőszaki üledékekkel kitöltött mélyárkokat jelentenek. Ezek is éppúgy, mint a dunántúliak, az Alpidák és a Dinaridák közti hegységszerkezeti egységnek, a magyar közbenső tömegnek a tartozékai, az arra jellemző kratogén tektonizmus sajátosságával együtt.

A kratogén tektonizmus valószínűleg már a paleozói alaphegységekre is kihatott s a mezozói tengervályúkat már az összetöredezett közbenső tömeg hegységvonulatai választották el egymástól. SCHEFFER szerint erre a feltevésre okot ad az a körülmény, hogy az alföldi legnagyobb süllyedési zónában a paleozói alaphegység még mindig jóval magasabb, mint a környező mezozoikum, hogy az alacsony gradiensek zónája igen széles [3].

Az a feltevés azonban, hogy a paleozói kristályos alaphegységvonulatok süllyednek, a mezozoikusok pedig emelkednek, még több bizonyító érvet kíván, amire majd alább kitérek.

Feltehető, hogy a Duna—Tisza-közi részgeoszinklinálisok rétegsorában az eddig ismert triász mészkövön s dolomiton kívül devon, karbon és

permkori képződmények is résztvesznek, amire az É-i és a középső részgeoszinklinális dunántúli, le nem süllyedt folytatásának ókori képződményei utalnak, de erre eddig még semmiféle bizonyítékunk sincs. Ez a terület is a kréta végével emelkedett ki a tengerből s az eocénban jóformán teljesen szárazra került.

III. Medencekorszak

Csak az említett, É-i részgeoszinklinális területén, Budapest, Békásmegyer és Őriszentpéter s távolabb, Eger határában ismereteseek eocén üledékek, nummulinás mészkövek, vékonypalás, agyagos közbetelepülésekkel, míg a terület többi részén az eocén teljesen ismeretlen. Valószínű, hogy a Duna—Tisza-közének többi része szárazulat volt, erősen lepusztult tönkfelülettel, lapos hátakra és medencékre tagolódva.

Nagyjában ugyanott, de jóval szélesebb és mélyebb tengervályú húzódott a Duna—Tisza-közi szárazulat É-i szegélyén az oligocénban is. Lerakódásai eléri az 1500 m-t is. D felé hirtelen kiékelődnek, mert Albertfalvánál már csak 500 m vastagok. Az Alpok folytatásaként, a Dunántúlon át ide átvonuló, és a Biharhegységnek tartó, összefüggő, széleshatú szárazulat választotta el ezt az É-i oligocén tengerágot a D-itől. Utóbbi a Dráva—Száva közén és a Fruskagóra környékén hagyta hátra sotzka fáciesű széntelepes üledékeit. Elterjedésének É-i határvonala ismeretlen, de feltehető, hogy a Bácska D-i része még az oligocén tenger uralma alá tartozott.

Általában azt tartják, hogy a Magyar-medence nagyobb mérvű transzgressziós időszaka, medencefázisának intenzívebbé válása, a miocénban indult meg. Nincs semmi adatunk annak bizonyítására, hogy a miocén transzgresszió a Duna—Tisza-közének nagyrésztét is elfoglaló, központi szárazulatot nagyobb mértékben érintette volna, bár ismereteseek olyan felfogások is, amelyek szerint a miocén tenger itt is majdnem mindent elborított [6]. Az oligocén óta a központi szárazulat domborzata, elterjedése, nem sokat változhatott itt sem. Bár feltételezhető, hogy a Mecsekben tért-hódító mediterrán tenger ágakat bocsáthatott a Duna—Tisza-köze felé is, de ennek bizonyítására még kevés a fúrási adatunk. A Budafok, Rákosszentmihály, Cinkota környéki miocén durva kavicsok vastag rétege is arra vall, hogy a központi szárazulat Duna—Tisza-közi részének É-i szegélye itt húzódott s nemcsak a lepusztulási folyamatnak, de a felszínnek is nagyszabásúnak kellett lennie, hogy ott a több száz m vastag durva kavicsréteg kialakulhasson.

A szekszárdi és a bajai kutatófúrásokban megismert miocén már a központi szárazulattól D-re elterülő tengerág képződményeit képviseli. A szárazulat Duna—Tisza-közi részének közepéhez legközelebbi, egyetlen ismert tiszakürti fúrás még bizonytalanul megállapított tortónai, vagy szarmata kavicsos rétegei is csak a tenger partját jelzik, s mintha maga a tenger se a Duna—Tisza-közének közepe, hanem Tótkomlós felől húzódott volna a tiszakürti partszegélyig. SCHERF feltételezte, hogy a kúnszentmiklósi és kalocsai mélyebb artézi kutak erősen sós és jódos vize ugyanolyan meszes, iszapos, agyagos vagy homokos és kavicsos miocén rétegekből származik,

mint a pestszerű szélvihar, pesti, sóstófürdői, kispesti stb. erősen sós vize is, és hogy a miocén tenger egyik ága Pestszerű szélvihar-tól, Kispesttől D-re, Bugyin át Kúnszentmiklós felé is lehúzódott [4].

Ha voltak is a miocénben a központi szárazulat belsejébe is benyúló tengeröblök, ezek nagyrészt nem ÉD-i, hanem ÉK—DNy-i, illetve KNy-i irányban megnyúltaknak kell feltételeznünk, párhuzamosan a központi szárazulat csapásirányával, és az azt É-on és D-en kísérő fő-tengerággal.

Az eddigi földtani és geofizikai vizsgálatok eredményei egyaránt arra mutatnak, hogy csak a hajdani É-i és a D-i mezozóli részgeoszinklinális területén volt intenzívebb a paleogén-miocén süllyedés, azoknak Duna—Tisza-közi részében is, míg a központi szárazulat, legalább is nagyrészt, mozdulatlan maradt. Úgy látszik, az alföldi, harmadkorú kéregmozgások még a miocénben is főleg ÉK—DNy-i, vagy KNy-i csapásirányban hosszán elnyúló táblák kialakításában nyilvánultak meg, míg az erre merőleges törésvonalhálózat s a rögzített szerkezet még csak kialakulóban volt. Erre vall a szomszédos tolnai és baranyai, eltakart harmadidőszaki kitörésbeli kőzeteknek: riolitnak, trachidoleritnek, andezitnek, bazaltnak (kisköszegi) erősen irányított, ÉK—DNy-i és KNy-i csapásiránya is, ugyanilyen irányú törésvonalakat feltételezve. Közülük több K felé, a Duna—Tisza-közébe is átnyúlhatott. Az a feltevés, hogy a tortónai és a szarmata rétegcsoportok közt rövid ideig tartó epirogenetikus emelkedési és ezzel kapcsolatban denudációs időszak lehetett az alföldi medencében, a Duna—Tisza-közi központi szárazulatra és közvetlen környékére határozott formában vonatkoztatható. Az alföldi medence közepén elterülő szárazulat itt, a szarmatában legalább olyan nagy kiterjedésű lehetett, mint a paleogénben.

Többször hangoztattam, hogy tulajdonképpen magyar medencéről csak a pliocén kezdete óta beszélhetünk. Az alsó-pannóniai alemelet időszakában süllyedt el a harmadidőszak alatt még nagyrésztben kiemelkedő központi szárazulat, de annak is csak egy része, és fokozatosan, mert ismerünk medencerészeket, főleg a Bakony és a Mecsek-hegység közt, ahol a mediterránra már csak a felső-pannon transzgredált, míg azon az alsó hiányzik. A Duna—Tisza-közén is csak a pliocénben süllyedt le véglegesen a Magyar-medence közepén végighúzódó, központi szárazulat, hogy helyet adjon a pannóniai beltavaknak. A Magyar-medence *«buried hill»*-szerkezete tulajdonképpen a pliocénben tökéletesedett, de még egészen be nem teljesedett. Az elsüllyedt közbeső tömeg eddig uralkodóan variszkuszi irányú kristályos alaphegysége és tengerágainak harmadkori üledéksora itt feldarabolódott s árkos vetődéses, illetve sasbércecs struktúrában rendeződött. Az Alpidák és Dinaridák csapásiránya közt divergáló, DDNy—ÉÉK-i, DNy—ÉK-i, NyK-i és ÉÉNy—DDK-i irányban szétágazó törésvonalrendszer túlsúlyát elveszítette s helyet engedett keresztelő irányú kéregmozgásoknak is. A keresztelő irányú kéregmozgásokkal rögzített darabolódott Duna—Tisza-közi pannóniai korú sziklafenek általában abban különbözhetett a felső-pliocén, levantei és pleisztocén-holocén előttől, hogy a paleogén-miocén központi szárazulat kristályos kőzetű alaphegységvonulata — a tengerághoz és medenceüledékeihez képest — kisebb mértékben süllyedt meg és kevésbé darabolódott fel. Ez az a kristályos vonulat, amely a Duna—

Tisza közét ÉK felé is átlépve, az Alföld É-i részén is követhető, amelyet «dunántúl-északalföldi» pannóniai magas táblának emlegettem. A mélyebb és sósabb alsó-pannóniai tóvízre utaló fauna és rétegösszlet is általában a peremi-pannon előtt nagy mélységekre lesüllyedt medencerészekben s a hajdani paleogén-miocén tengerágak területén az általánosabb. Már ezért is feltehető, hogy az alsó-pannon transzgresszió először a Duna—Tisza-közén is a hajdani központi szárazulatot É-on és D-en kísérő, mélyebb helyzetű paleogén-miocén tengerágakat foglalta el, s csak később a még kisebb mélységre is lesüllyedt központi részt. Kivételek a tengerágakat és központi szárazulatot elválasztó mélyárkok, ahova éppúgy mint a miocénben, az alsó-pannonban is, a legelső tavi elárasztás behatolhatott.

Feltehető, hogy a Mecsekhegységet É-ről és D-ről kísérő pannóniai rétegsor, a mecsekhegységi mezozoikum duna—tiszaközi folytatását az említett ú. n. D-i tengerágban is kíséri É-on is, D-en is. A mecseki (fazekasbodai) gránitvonulattól D-re eső, ÉK—DNY-i csapású szinklinális pannon sora húzódhatik át D-i oldalára, míg É-i oldalára talán a paks—gerjeni nyíláson át nyomulhatott be a pannóniai tó, hogy Kiskúnfélegyháza—Szeged felé tartó, széles öblét elfoglalhassa. Egyik ilyen É-i ága Baja irányában is követhető. A bajai kincstári kutatófúrásban a teljes pannon rétegsort megismerhettük, s jóformán egyetlen Duna—Tisza-közi fúrásunk használhatóság szempontjából. Itt már 44,65 m mélységben elérték a pannon felszínét. Innen 432,20 m mélységig felső-pannóniai alemeletbe sorolandó, világos és sötétebb márgarétegek váltakoznak szürke agyag, homokos agyag, agyagos homok, homok, barnakőszenes agyagrétegekkel. 432,20—1313,10 m közt az alsó-pannóniai alemelet üledéksora: főleg kemény, palás márga, márgás homok, pirites márga, biotitandezites tufás márga, fehér márga és márgás homok következik. A bácsmadarasi fúrás a mezozói részgeoszinclinálisnak már kiemelkedett triász rögét ütötte meg s ezért itt a pannóniai rétegösszlet már vékony is. Felszínét 138 m alatt, fekvőjét 224 m (?) körül érték el. Rétegsora ismeretlen s feltehető, hogy az végig felső-pannon.

A Duna—Tisza-köze közepén átvonuló, lesüllyedt kristályos alaphegységre lerakódott pannóniai üledékekről az egyetlen valamirevaló, 947,58 m mély, nagykörösi artézikútfúrásnak kellene valamit mondania. Sajnos, faunát csak a felső szintekből ismerük s ez felső-pannon. SCHERF feltételezi, hogy 850 m-től lefelé esetleg már alsó-pannont jeleznek az általánosabb elterjedésű agyagos-márgás rétegek, de ez a fácies a felső-pannon alsószinttáji rétegeiben is ismeretes [4]. Ha következetes akarok maradni a fent elmondottakhoz, a kristályos alaphegység területén elsősorban felső-pannont, s ez alatt, sekélyebb vastagságú alsó-pannon rétegsort tételezek fel. De az is lehet, hogy itt az alsó-pannon teljesen hiányzik. Az alsó-pannon hiányában a mediterrán vagy talán helyenként az alapkonglomerátum, vgy esetleg már a kristályos alaphegység következik.

A Duna—Tisza-közi középső részgeoszinklinálist D-ről határoló kún-szentmiklósi—örkényi—alattyáni mélyárokban a pannon mindkét emelete kifejlődhetett, s rétegsora itt lehet a legvastagabb is. Felső alemeletébe sorolandó kún-szentmiklósi, akasztói, fülöpszállási, *Conger* *balatonica*-s fáciesű üledékei már régóta ismeretesek. Újabban PÁVAI V. F. a solti Titel-

halom s Bölcske környékén feltárta a *Congerina rhomboidaea*-s laza homokkő fáciesű rétegeit is.

A bugyi-i II. sz. fúrásban, talán 700 m körüli mélységig felső-pannont s alatta ismeretlen, de nagy vastagságú alsó-pannont találtak. Az I. sz. fúrás már a részgeoszinklinális tengelyvonalából kiemelkedő triász rögre települt. Természetesen, itt már csak felső-pannont harántoltak s az azt befedő 50—55 m vastag pleisztocén rétegsor leszámításával, ennek összes vastagsága csak kb. 200 m.

A középső és az É-i, Duna—Tisza-közi tengerágak közé iktatandó, szigetsév—alsónémedi tengelyű mélyárok pannóniai üledékei ugyancsak teljessorúak lehetnek. A Budapest környéki alsó- és felső-pannóniai alemelet üledékei is ennek a medenceágnak a tartozékai, de már inkább partszegélyi kifejlődésben, mert mélyebb víz csak a mélyárok közepén lehetett.

A pannóniai üledékek végül is teljesen befedték mind a kristályos vonulat, mind a tengerágak utolsó, kiálló rögeit is. Legnagyobb réteg-vastagsággal a mélyárkokban ülepedtek le, ahol a 2000—3000 m-t is elérhetik. Kialakult felszínük enyhén lejtett az Alföld belseje felé, amely itt is valamivel magasabb lehetett, mint ma.

IV. A folyóvízi időszak

A pliocén végén, a levantikumban indult meg a pannóniai felszín nagyobb mérvű feldarabolódása. Ez, vagy üledékgyűjtő medencerészeit, mélyárkait keresztbemetsző ÉNy—DK-i csapásirányú vonulatok, vagypedig a medencéinek, mélyárkainak szakaszos besüllyedésével ment végbe. A Zagyva—Tisza közti (Cserhát—Mátra—Bükk-alja), azután a középföldi levantei depresszió az utóbbi, míg a tiszai-árok, s főleg ennek Vecsés—Kecskemét tengelyű oldalága az előbbi csoportba sorolandó. A dunántúli pannon a mai Duna—Tisza-közi homokos magashát Ny-i széle mentén süllyedt a mélybe, de ettől a vonaltól Ny-ra — általában — mozdulatlan maradt. A pesti öböl és a gödöllő—ceglédberceli dombvidék pannonja se süllyedt meg, s e két pannon tábla közt alakultak ki a levantei fiókmedencék. Ezek feltöltését az Alföld felé irányuló levantei folyók kezdték meg s üledékei is túlnyomórészt folyóvízi eredetűek. Agyag- és márgarétegük kisszámú s ezek a szétterült folyóvizek időszakos tavi és mocsári üledékeinek tekinthetők. Ú. n. állandóbb jellegű, nagyobb kiterjedésű levantei tóról vagy tavakról azonban nemigen beszélhetünk.

A Duna—Tisza-közi levantei fiókmedencék, mélyárkok határvonalait — megfelelő és elegendő adatok nélkül — ma még nem lehet pontosabban megállapítani. Csak nagy vonásaiban fogadható el az a kép is, amit ezekről eddig is megrajoltam, de ennek nehézségei földtani szerkezetükből is következnek. Mert ha azt állítjuk, hogy a geofizikai minimumok itt is majdnem mindig az elsüllyedt alaphegység árokszerű teknőit, a maximumok pedig annak magasabban maradt vonulatait vagy rögeinek sorozatait jelzik, ebben az esetben sem a tiszai-árok, s mégpedig vecsés—kecskeméti ágának jelenlétét nem lehetne feltételezni. Pedig ezek jelenléte mind üledékközzetani, mind faunisztikai alapon egyaránt igazolható s a közrefogó pannóniai kép-

zöldményektől jól elválasztható, elütő, különálló egységek. Legjobban igazolható ez a vecsés—kecskeméti levantei oldalárokban, ahol a túlnyomóan folyami homokos, iszapos és főleg kavicsos levantei rétegsor üledékközet-tanilag élesen elüt az árkot közrefogó, túlnyomóan agyagos üledékekből felépült pannóniai rétegösszlettel, de nagyjában ez a helyzet a tiszai-árok esetében is, meg a középföldi levantei depresszió Duna—Tisza-közi részében is. *A levantei tektonikus árok és teknők kialakulásánál a kéregmozgások csak a levantei fiókmedencék területére eső alaphegység rögöket süllyesztették le kisebb-nagyobb mélységre, árkos levetődéssel.* Ha a geofizikai maximumok és minimumok élesebben jelzik is a kiemelkedőbb alaphegységeket vagy akár azoknak egyes rögeit is, illetve a mélyárkokat, ez nem jelenti azt, hogy felettük ne alakulhassanak ki fiókmedencék anélkül, hogy a lesüllyedt rögök körvonalai elhomályosodjanak. Nem jelenti azt sem, hogy pl. a Tisza völgye nem tektonikai árokban húzódik, mert geofizikailag ezt a néhány száz m-es süllyedést a rögökön megbízhatóan érzékelni nem lehet. De ha fel is tételezzük, hogy a Duna—Tisza-közi levantei depressziók és mélyárkok is elsősorban variszkuszi csapásban alakultak ki, a vápák sűrű sorain és a magas hátaik nyergein és rögei közti mélyedéseken át több mélyedés tételezhető fel, illetve jelölhető ki.

A Duna—Tisza-közi levantei fiókmedencék közül, földtani szempontból a vecsés—kecskeméti vagy más néven a homokháti a legfontosabb. *U. i. ez volt az ősi Duna első erőzőbázisa s a mai morfológiai kép kialakításában ennek volt döntő szerepe.* Ezért is főleg csak ezt ismertetem.

A pesti öböl pannóniai és egyéb harmadidőszaki rétegösszletének felszínére első, jelentősebb folyami üledékként az *Unio Wetzleri*-s, *Mastodon arvernensis*-es homok és aprókavicsos homok települt. Az erre közvetlenül reáarakódott *Mastodon borsoni*-val jellemezhető durva kavics viszont már jóval később, legalábbis a középső-levantei időszakban kerülhetett szét, s így az ősi Duna legidősebb lerakódásai itt középső-levantei korúak, amit a belőlük előkerült *Viviparus desmami* Brus. is igazol. A pesti-öbölben még magas terraszban kiemelkedő, első dunai kavicsréteg a föléje került idősebb pleisztocén kavicsréteggel együtt, Ecser és Felsőpakonypusztá közt hirtelen eltűnik. Ecser és Felsőpakonypusztá közt fiatal pleisztocén-holocén takaró alá kerül, de ugyanakkor hirtelen 70 m-re vastagodik s több ujjas ágra szétválva, flexúraszerűen lesüllyed. Feküje mindenütt az agyagos pannon, amelyből a vecsési mélyfuratú kutakból fauna is előkerült. Enyhén lejt DK-nek s takarója Gyálpusztánál már 24 m vastag. Több mélyfuratú kút szelvényével igazolható s a legújabb örkényi kútfúrásnál már 170 m vastagságúnak találták. Felszíne Nagykőrösön már 160 m mélységre került, de rétegsora 237 m mélységben még kimutatható. Medrének tengelye Kecskemét felé irányulhatott, mert Kecskeméten 20—30 m mélységtől lefelé, igen sok rétegben, 284 m mélységig követhető. Kiskúnfélegyházán 190—393 m közt ugyancsak több rétegben ismeretes. A több rétegre szétvált levantei kavics homokos, iszapos homokos és agyagos homokrétegekkel váltakozik, ahol a homok is, az iszapos homok is folyami üledék. Az ősi Duna levantei üledékei K-felé a Gödöllő—Irsa—ceglédberceli dombokig, Ny felé pedig a Duna—Tisza-közi homokos hátság Ny-i szegélyéig nyomoz-

hatók. A Vecsésnél még 70, Kecskemétnél kb. 300, Kiskúnfélegyházán már legalább 400 m mélységű levantei fiókmedencében, Kecskemétnél 120—240 m közt a felső-levantei, 240—300 m közt pedig a középső-levantei almelet üledékei fejlődtek ki és mutathatók ki.

BULLA már korábban írta, hogy már a levantei Duna is több ágra szakadva építette törmelékkúpját, terítette szét hordalékát és töltötte föl fiókmedencéjét. Erre mutatnak a depresszió egész szélességében előforduló levantei kavicsos rétegek is. Az említetteken kívül még: az inárcsi, örkénytábori, lajosmizsei, alsódabasdi, ágasegyházai, csengődi, akasztói, kiskőrösi, páhi, keceli, kiskúnhalasi, pirtói, dávodi, garai, katymári, bácsmadarasi és bácsalmási fúrásokban feltárt levantei kavics, homokos kavics és durva folyami homokrétegek jelzik a levantei folyó törmelékkúpját. De fedőjében a pleisztocén kavicsrétegek elterjedése még amazoknál is általánosabb.

A peštszentlőrinci kavicsmezában a levantei kavicsra ennél durvább, vaskérges kavics települ. Ez a BULLA és KÉZ által kimutatott V., IV. és a III. sz. pleisztocén terrasz kavicsa. A Duna—Tisza-közi homokháti levantei-pleisztocén fiókmedence levantei rétegsorában ez folytatódik, ráakódott arra. Szétkülönítése a felszíni törmelékkúpon és a mezában se lehetséges, a depresszióban még kevésbé. A kecskeméti artézi- és mélyfúratú kutakban a legmegbízhatóbban, legjobban megismert pleisztocén kavicsos rétegsor 20 m-től lefelé, 120 m-ig tart, de hogy ebben alulról fölfelé haladva meddig tart az V. és a IV., és hol kezdődik a III. sz. terrasznak megfelelő kavicsa, azt eldönteni nagyon nehéz. Az azonban bizonyos, hogy Kecskeméten is, meg a fiókmedencében is mindenütt a pleisztocén kavicsréteg-összletre települt «folyami kékhomokréteg» már a felső-pleisztocénban ülepedett le. A Tószeg—Szekszárd közti földtani szelvényben, annak Felsőszentkirály—Vörösmocsár közti szakaszában, a 30 m-es kutatófúrások a pleisztocén kavicsos rétegekbe már behatoltak, s KOPEK G. szerint ezek a III. sz. terrasz kavicsnak felelnek meg. Orgoványtól kiindulva, DNy-felé egyre inkább durvuló folyami homokrétegek lépnek föl, nem ritkán murvás kifejlődésben, s utóbbiak még DNy-abbra, kavicsba mennek át. A kavicsos, murvás és durva, laza folyami homokrétegek mellett iszapos homok és homokos iszaprétegek csak alárendelten lépnek föl.

A legújabb Duna—Tisza-közi földtani vizsgálatok azt is kimutatták, hogy a homokháti levantei-pleisztocén fiókmedencében mélyre került középső- és alsó-pleisztocén dunai kavics a fiókmedence tengelyvonalától K-re már nem fejlődött ki, hanem csak attól Ny-ra. Itt azután általánossá is vált, s egymás alatt több rétegben nyomozható. Nagykőröstől K-re is ismeretlenek már a levantei kavicsok, s helyettük finomabb szemű üledékek rakódtak le. A ceglédi és a jászkarajenői faunás levantei rétegsor is már kavicsmentes.

A homokháti levantei pleisztocén fiókmedence kavicsos rétegsora ÉK—DNy-i irányú kereszt-szelvényekben lépcsős kifejlődést mutat. Mennél közelebb esik valamelyik kavicsréteget feltáró fúrás a fiókmedence Ny-i széléhez, annál magasabb helyzetű kavicsrétegekbe ütközünk és viszont, mennél távolabb, annál mélyebbeket találunk. Legmélyebbre jutott kavicsrétegekkel a kecskeméti—kiskúnfélegyházai vonalban találkozunk, míg ettől a vonaltól Ny-felé haladva, ezek lépcsőzetesen emelkednek, de úgy, hogy

a mélyebbek a rétegsorból ki is maradnak. Lépcsős süllyedésre emlékeztető képet nyerünk itt már a kavicsrétegek településéből is.

Az ilyen módon kialakult fiókmedence vált a Duna első erózióbázisává. Középső- és felső-levantei, majd alsó- és középső-pleisztocén időszakai kavicsos üledékeit hagyta itt hátra. Ezeket messze lehordta D-felé, s azok még Észak-Bácskában is megtalálhatók. Itt a dávodi, garai, katymári, bácsalmási és bácsmadarasi fúrások tárták föl, s azokból Bácsmadarason, 125—130 m mélységből, felső-levantei fauna is előkerült. Ez a fauna a szlavóniai, *Viviparus vukotinovici*-s szint faunájával azonos. Az északbácskai fúrások a kavicsréteg mellett vastagabb agyagrétegeket is föltártak. Ezért feltehető, hogy a Bácskában kisebb levantei tó is kialakulhatott.

A homokháti középső-pleisztocén kavicsos rétegsor felfelé durva, alul még murvás, kékesszürke folyami kékhomokba megy át, helyenként azonban iszapos, agyagos rétegek vagy lencsék választják el a kavicsos rétegeket egymástól. A tőszeg—szekszárdi földtani főszelvényben, KOPEK G. szerint nemcsak a III. sz. terrasznak megfelelő kavicsos, de az ebből fölfelé fokozatosan kifejlődött, felső-pleisztocén kékesszürke folyami homokrétegek is DNy felé haladva, mindinkább elterjedtebbekké és vastagabbakká válnak. Viszont ÉK-en ezek helyett, velük egy szintben, főleg az iszapos, agyagos üledékek gyakoriak. Ebből arra következtet, hogy a Duna főágai már a középső-pleisztocén végén, illetve a felső-pleisztocén elején is, a mai magashát Ny-i részében rakták le üledékeiket. Ez az a homokréteg, amely az Alföld többi részén is általánosabb elterjedésű, mert nemcsak a homokhát K-i részében, de a Jászságban is majdnem mindenütt megtalálható a löszös üledékek rétegsora alatt. Felső-pleisztocén kora kétségtelen. Felső részében eliszaposodott, helyenként vékonyabb-vastagabb agyaglencsék húzódnak, jelölve annak, hogy a Duna ebben az időszakban medrét már magasra feltöltötte, esése megcsappant, üledékeivel nehezen bírt, fattyúágakra szakadozott, a felpúposodott törmelékkúp hátán szétfutott, a mélyedésekben vize megrekedt, üledékeit halmozta és szétteregette. Törmelékkúpjának felszíne legalább is egyszintbe kerülhetett környezetének felszínével, avagy talán annál kissé magasabb is lehetett. Iszapos, homokos-iszapos és finomhomokos üledékeinek felszíne fogadta a hullóporos korszakot.

A lösztakaró s öntésföldek alatt a Jászságban is több helyen kimutatták (HÖGYE I., VARGÁNÉ, SZUROVYNÉ), de a Tisza völgyéből is régóta ismertes. Felső, eliszaposodott, elagyagosodott részéből gyűjtötték a felső-pleisztocén gerinces maradványokat. De kimutatták a Zagyva, a Tarna s a Tápió völgyében, Pécel és Örkény környékén is, de a 10 m-es kutatófúrásokkal elérték jóval D-ebbre, Szajol környékén is (HÖGYE I.). Ez a rétegének felső részében egyes szemnagyságú s koptatottságú, de már finomabb homok a fekvője — helyenként — az irta—ceglédberceli dombosorok löszsorozatának is, azt SIDÓ M., VARGÁNÉ, SIPOSS Z. és SZUROVYNÉ is megállapította. VARGÁNÉ szerint, a péceli és az örkényi lapok területén általános elterjedésű, míg a maglódin SIDÓ szerint már hiányzik s a lösz alatt, a ceglédberceli típusú pleisztocén agyagos rétegek fejlődtek ki. SZUROVYNÉ ceglédberceli szelvényében viszont az agyagos rétegek felett homokréteg szerepel s ez,

településéről következtetve, megfelelhet a szóbanforgó kékesszürke folyami homoknak. A tápiószentmártoni, tápiószelei és jászladányi lapok területén SÍDÓ M. fúrásokkal több helyen feltárta a felső-pleisztocén kavicsos kifejlődésű folyami homokot. Vastagsága ezeken a területeken 1—10 m, kifejlődése itt sem egyöntetű, sok helyen agyaglencsés. RÓNAI A. ugyanezt a kerek-egyházai lap területén fúrásokkal érte el. Kerekegyháza környékén a folyami homok iszapos.

V. Hullóporos korszak

A hullóporos kőzeteknek, elsősorban a valódi lösznek a fekvőjében, több helyen bizonytalan korú agyagos üledékek találhatók. A Dunántúlon, főleg Zala, Vas, Sopron, Somogy, Tolna, Baranya és Fehér megyékben általánosabbak a szóbanforgó agyagos kőzetek. Rendszeren kékesszürke, zöldesszürke, vagy barnássárga, sárgásbarna, majdnem mindig vasrozsaeres, rétegzett, lazább, néha kötöttebb márgás agyag, agyag, agyagos homok és homokos iszaprétegek. Legtöbbször az *Unio wetzleri*-s, vagy az *uniós* homokréteg fölött találhatók. Faunában meddők, vagy szegények. De sok helyen hasonló fáciesű felső-pannóniai vagy levantei üledékeken ülnek, s hogy nem ezekhez sorolandók, erre eddig még nem igen gondoltak. Összes vastagságuk igen változó, de nagy átlagban 5—8 m-re becsülhető. Előfordulásuk az alföldi peremen, s a pleisztocénban már nem süllyedt, lösszel fedett dombvidéken a leggyakoribb.

Dunaföldvár és Sztálinváros közt, a Duna jobbparti, magas falának tövében, azután az irsa—gödöllői dombhát ceglédberceli feltárásaiban is ismert ez az agyagos rétegsor, GÜLL V. és PÁVAI V. F. szerint a felső-pliocénban keletkezett. Legújabban azonban mind a sztálinvárosi, mind a ceglédberceli feltárásokban faunát találtak, s ez határozottan pleisztocén korúnak bizonyult. TOBORFFY G. is pleisztocén faunát írt le a dunaföldvári rétegsorból. Legújabban SZUROVYÉ foglalkozott velük, s a ceglédberceli temető alatti agyaggödör kékesszürke, zsíros agyagrétegéből és a felette lévő homokrétegből kiiszapolt: *Armiger crista nautilus*, *Candona* sp., *Ilyocypris* sp. ind. szívacstűk és sok pleisztocén csigahéj-töredék (*Bithynia*, *Limnaea*, *Planorbis*, *Pupa*) alapján megállapította, hogy Ceglédbercelen, a lösz alól a lösznél idősebb, de még pleisztocén agyag és homok bukkan a felszínre. Az igen sok, csak pleisztocénra jellemző, vékonyhéjú *Helix*-sp. héjtöredékei is ezt bizonyítják. Sajnos, a kis fauna alapján eldöntetlen maradt az a kérdés, melyik idősebb pleisztocénnal van dolgunk.

A solti löszfennsík rétegsorában, a kb. 15 m vastag valódi lösz, majd alul homokos lösz fekvőjében a valódi lösznél tömöttebb, de ujjal még szét-dörzsölhető, löszpor finomságú, kissé márgásodott agyagos löszfajtát fúrt át ERDÉLYI M. Átmenet ez az alföldi lösz és az agyagos (infúziós) lösz között, de minden tekintetben elüt a dunaföldvári artézi kutakban megismert felső-pannóniai, felszíni, agyagos üledékektől. Helyzeténél és közettani kifejlődésénél fogva még leginkább a paksi löszrétegsor legalsó «ázott löszével» hasonlítható össze. De más, mint az előbb említett tarka vasrozsaeres agyag-

fajták bármelyike. Valószínűleg a nagyobb mélység, a nagyobb rétegyomás, a talajvíz és az idő változtatták meg egyes fizikai tulajdonságait ennek az eredetileg valószínűleg valódi lösznek.

A három fajta agyagos kőzet közt már makroszkópikus vizsgálattal is oly nagy különbségek mutatkoznak, hogy képződési körülményeik azonosak nem lehettek, legfeljebb csak hasonlóak. Az alföldi perem és a dunántúli dombok, tehát magasabb térszínek tarka agyagja bizonyára más körülmények közt keletkezhetett, mint az állandó talajvíz szintje alatt leülepedett «kék agyagé», avagy a solti, agyagos-lösz-szerű kőzeté. Képződésük ideje sem lehet egyező. A tiszántúli és a Duna—Tisza-közi «kék agyag» felső-pleisztocén-kori. A solti agyagos lösz talán BULLA «idősebb» löszével egyidős, míg a tarka agyagfajták lehetnek ennél idősebbek is. Holott mind a három valamelyik löszfajta folytatásaként, annak közvetlen fekvőjében található.

Igy vagyunk általában mindkét hullóporos kőzetsoportunk: a lösz és vörösayag (nyirok) fajtaival is, ha kőzetminőségük közti különbségek tekintetbevételével óhajtjuk azokat behelyettesíteni a pleisztocén valamelyik csapadékosabb denudációs, vagy akkumulációs periódusába. Az alföld-peremi és a dunántúli vasrozsdafoltos, tarka agyagfajták kialakulásánál podzolosodási folyamatra gondolhatunk, az eredeti kőzetnek az erdő hatására történő elváltozásaként. A solti agyagos löszfajtnál klímaváltozásra már nem igen gondolnánk; végül a «kék agyag» képződése, a gleyesedési folyamat tehát megint nemcsak éghajlatbeli változás következménye. Itt kell megemlítenem a Titelhalom, Solti-hegy, a kúnszentmiklósi és a sztálinvárosi vörösayag-előfordulást is. ERDÉLYI M. a Titelhalom tetején lemélyesztett, 30 m mély kutatófúrásban 12,5 m vastag vörösayagréteget tárt föl 3,10—15,60 m mélységben. Ennek fedője — felülről lefelé haladva — 0,80 m humuszos vályog, 1,10 m lösz és oolitos mészkő, 0,50 m sárga éles homok, 0,70 m vastag lefelé vörösödő lösz, fekvője pedig: homok, lösz-szerű iszapos homokos agyag, iszapos homok és iszapos agyag. A vörösayag téglavörös, sötétvörös, zsíros tapintású és igen szívós, gyorsan kiszárad, mésztelen, tehát nyirok-vörösayag jellegű.

A solti fúrásban 13,60—15,40, a soltihegyiben 21,00—24,00 m mélységben találta meg ugyanezt a vörösayagot. A kúnszentmiklósi vasútállomás artézi kútjából SZUROVYÉ 22,60—27,00, 28,10—33,54 és 33,54—41,50 m mélységből írta le. RÓNAI A. a sztálinvárosi Dunapartról, a Duna szintje felett 7—9 m magasán (102—103 m-re a t. sz. f.) említ ilyen vörösayagréteget. Ott is, meg a többi említett helyen is fekvőjük kemény, édesvízi mészkő, illetve mészgumós, hömpölyös meszes agyag.

Duna—Tisza-közi előfordulásuk azért fontos, mert a tokajhegyaljai, bükki, mátraalji és cserhátalji nyirok-vörösayagrétegek eddig ismert legnyugatibb, ecseri előfordulását összekötik a baranyamegyeiekkel. Dunavonali menti, részben erodált, részben lesüllyedt és betemetett részleteit kiegészítve és az Alföldet K-ről is körülölelő hegységek vörösayagtakaróját is hozzászámítva, az Alföld pleisztocénvégi (würmi) vörösayag-nyirok belső pereme teljessé válik.

Alföldeinken és peremi részeiken az általánosan kifejlődött felső-pleisztocén korú folyami kékhomok és finomszemcséjű üledékekbe átmenő,

felső részére települt hullóporos kőzetek egyes fajtái általában a domborzat emeleteihez alkalmazkodva alakultak ki. A Duna jobbpartján és a gödöllő—irszai dombháton: valódi lösz, utóbbinak az Alföld belseje felé irányuló lejtőjén: alföldi lösz, míg a síksági részen: agyagos lösz ülepedett le. A dunai törmelékkúpon és a Duna völgyében azonban, az általános szabálytól eltérően, a löszfajta kialakulása és elhelyezkedése részben mint dunai hordalék a dunai törmelékkúp függvényeként fogható föl, mert még a magasabb térszínre leülepedett valódi löszréteg kialakulásánál is ott találjuk a folyóvizek akkumulációs vagy denudációs tevékenységeinek nyomait.

A Duna—Tisza-köze É-i peremét alkotó irszai dombhát típusos löszének rétegsora is alul mindenütt löszös homokkal kezdődik. Ez lefelé vagy az említett ceglédberceli típusú agyagos üledékekbe, vagy pedig a felső-pleisztocén folyami kékhomokba megy át. Helyenként azonban fekvő rétegei felett folyami és vegyes homokrég ül, vagy típusos futóhomok.

Az irsa—ceglédberceli dombokat befedő lösz, VARGÁNÉ szerint Gomba és Uri környékén a legjellegzetesebb, Pécelnél a legvastagabb (40 m). Utóbbi helyen homokos szintek is húzódnak a löszrétegben, míg az aljában agyagos. A gombai lösz görbájénél a maximum a 0,05—0,002 mm szemnagyság közé esik 46,50%-os értékkel, az 1,90—3,00 m-es szintből, míg az alatta lévő szintben már homokosabb. Itt a maximum a 0,1—0,5 mm közé tolódik el 39,90% értékkel és a löszfrakció csak 29,60%-os. A mendei löszfeltárásokban is két homokos szint iktatódik a löszrétegek közé: homokos lösz és löszös homok, s utóbbi helyenként lefelé homokba megy át. A mendei lösznél — VARGÁNÉ szerint — a löszfrakció az uralkodó: 34,10%, de emellett 19,40%-os a 0,1—0,05 mm-es szemnagyság is, ami már a lösz homokosodását is jelzi. Az irszai dombhát lösze DK-i irányban homokosodik el. SÍDÓ M. szerint az Alberti—Pánd—Káva—Tápiószentmárton—Nagykátá közti területen a lösz csak felső szintjében típusos jellegű, a mélyebb szintekben mindinkább homokossá válik s egészen homokos lösz-jellegű lesz. Néhol a lösz közé vékony, 0,20—0,30 m-es futóhomok lencsék, rétegek települtek. A vörösbarna vályogszalag itt kettős. Az alsó alatt mészfelhalmozódásos szint található, mely SÍDÓ szerint a vályogos szintből kilúgozódott CaCO_3 felhalmozódásából keletkezhetett. Ezért is sok benne a löszbábú.

Az alsó, löszös homokos réteg fölfelé fokozatosan átmegy homokos löszbe, majd végül valódi löszbe. Ez a normális löszrétegsor itt is, meg a Duna jobbparti, dunántúli részén is. A 20—30 m átlagos vastagságú löszös rétegsorban azonban több helyen fellépnek vékonyabb-vastagabb folyami homokrétegek, kavicserek a valódi löszrétegben is, annak jeléül, hogy a hullóporos felszínre valószínűleg időszakos vízfolyások időszakonként homokot és kavicsot terítettek szét. De ebben a rétegsorban megtalálhatjuk az éghajlat-változást jelző 1—2 vörösbarna vályogszalagot is, meg a vékonyabb-vastagabb, színében is elütő, elagyagosodott, márgásodott rétegeket is.

A DK-i irányban elnyúló monor—irszai dombhátat, illetve lösztablát DNY-on az Irsai-patak, ÉK-en pedig a Zagyva-völgye határolja. Ezek oldalai felé a lösztábla hirtelen, meredeken végződik. Kb. a középvonalában a Tápió-patak osztja hosszában kétfelé, s ez a két téglalapalapú löszhasáb húzódik azután DK-i irányban az Alföld belseje felé. A 120 m-es szintvonalig fel-

színének lejtése elég meredek, ettől kezdve azonban igen enyhévé válik és kb. a 100 m-es szintvonalnál bele is olvad a síkságba. A «valódi lösz» s említett kísérő rétegei csak a 120 m-es szintvonalig követhetők. Innen kezdve a dombháti löszrétegsor megváltozik, mégpedig úgy, hogy a valódi löszréteg fokozatosan átmegy «alföldi lösz»-be: a közéjük települt folyami homokrétegek ujjasan szétválnak, de meg is vastagszanak, a vörös szalagok és az elagyagosodott, márgásodott rétegek pedig eltűnnek. A dombtetőkön még 20—30 m vastag löszös rétegösszlet pedig elvékonyodik 5—10 m-esre.

A Tisza jobbpartja előtt mintegy 8—10 km-re, az alföldi lösz azután «agyagos (infúziós) lösz» váltja fel, de épp olyan fokozatosan, éles határ nélkül, mint ahogyan a valódi lösz az alföldi lösz is felváltotta. Az agyagos löszréteg azonban megvastagszik s mennél beljebb jut az Alföld belseje felé, annál vastagabb lesz. Homokos közbetelepülései nagyrészt eltűnnek. A vörösbarna szalagok már teljesen hiányzanak és az egész rétegsor nagyrészt agyagos lösz építi föl. Csak alsó részében válik ez is homokossá, de kisebb mértékben.

A három löszfajtának már a fizikai tulajdonságai is arra vallanak, hogy keletkezésüknél az eróziónak, a lehordásnak igen fontos szerepe volt. Erre mutatnak a lejtőn leülepedett alföldi lösszel már gyakrabban váltakozó folyami homokrétegek is. *A lejtő alföldi lösze átmeneti fajta a valódi és az agyagos lösz között; a lehordási-övben ülepedett le s ezért is vékony rétegű.* Amíg a dombháton a hullópor vastag rétegben maradhatott meg, addig a belőle lehordott löszanyag egy része a lejtőn csak átmenetileg maradhatott vissza, mert innen az erózió állandóan lehordta az Alföld belsejébe. Amíg a dombhát lösze laza szerkezetű, addig a lejtőé már egy fokkal kötöttebb, de ugyanakkor a medence belsejében a legtömöttebb, agyagossá válik. Természetesen a por mind a három löszöv területére egyaránt hullott, de a löszfajták osztályozását nemcsak a szél, hanem a lehordás is végezte. Keletkezésüknél tehát nemcsak azon van a hangsúly, hogy száraz vagy vizes területre hullott-e a por, hanem a térszíni adottságokon is. *A valódi lösz a leglazább üledékes kőzet és az eróziónak legkevésbé állhat ellen. Lehordása ugyanolyan szabályszerűséggel ment és megy végbe, mint a medencéket feltöltő minden más üledéké és ezt a tényezőjét ki kell emelnünk.* Hogy löszfajtáink kialakulásánál a lehordási tényező egyik döntő faktor, azt éppen a Duna—Tisza-közi löszfajtáknál lehet a leginkább bebizonyítani. De megemlítendő még az is, hogy a lejtő alföldi lösze a síksági részhez érve, szabályos törmelék-kúp formájában terült szét s a három folyó közé szorított, szélességében megmaradt, említett két lösztábla lehordott anyaga a síkságon hatalmasan szétterült és szabályos törmelék-kúpot hagyott hátra. Ennek a lösztörmelék-kúpnak DNy-i szegélyén az Irsai-patak fut végig. Cegléd, Törtel és Jászkarajenő épült erre a szegélyre. ÉK-i szegélye elmosódott, de az nagyjában a Zagyva-völgyével esik össze. Mindenesetre jó és természetes határsávnak kínálkozik a Duna—Tisza-köze és a Jászság között, ha felszíne nem is emelkedik ki a két terület között. Ha úgy tetszik, DNy-i szegélyvonala is lehetne határvonal, mert a vele érintkező Duna—Tisza-közi felszíni és felszínközeli rétegösszlet felépítése és anyaga már más.

Azért más, mert a Duna—Tisza-közén leülepedett löszfajták rétegeinek

kialakulásánál egyik főtényezőül már kifejezettebben a dunai lehordás és szétterítés lépett előtérbe. A felső-pleisztocén folyami kékhomokrétég leülepedésével u. i. itt csak a dunai törmelékkúp felépítése szűnt meg, az anyag lehordása, szétterítése azonban tulajdonképpen a jelenkor végéig tartott. A lehordás mellett a szél munkája elsősorban az anyag szétterítésére, a felszíni formák kialakítására szorítkozott, bár a törmelékkúp üledékeinek összevegyítésében ennek a szerepe se lekecsinylendő. *Mindenesetre a víz és a szél együttes munkája eredményezte azt a meglehetősen nehezen kibogozható képet, üledéksort, ennek elrendeződését, amely elsősorban a Duna—Tisza-közén található s amely csak törmelékkúpban fejlődhetett ki.* Mint minden eddig is tárgyalt dunai hordalék, a löszfajták is beépültek, betelepültek a pleisztocén-végi Duna törmelékkúpjába, ahol ezek fekvője a felső-pleisztocén folyami kékhomokrétég finomszemű, iszapos, homokos-iszapos, iszapos-homokos agyagos felsőszintje, fedője pedig az óholocén futóhomok vagy — BULLA elnevezése szerint — lepelhomok, avagy pedig fedetlen.

Éppen ezért nem összefüggő táblákban alakult ki a löszfajták rétegsora, mert a hullóporos korszak dunai ágai ezt megakadályozták, mégpedig úgy, hogy medrekben és árterületeikben főleg homokos, míg az árterületek közti részekben főleg löszös üledékek leülepedését tették lehetővé. Ilyen módon olyan homokos, illetve löszös üledékekből felépített vonulatok keletkeztek a törmelékkúp hátán, amelyek önálló egységek s amelyek a mai térszín jellemző képét is megadják. *Részben a törmelékkúp csúcsrészéből, részben már annak DNy-i szegélyéből legyezőszerűen szétfutva indulnak ki, de olyanformán, mintha a törmelékkúp csúcsrészétől D-re mindegyik különálló törmelékkúp lenne, hogy DK-i végük felé külön-külön is mindjobban kiszélesedjenek és összeérve összefolynak.*

Alföldi löszfajtájuk a lösznél általában tömöttebb, fajsúlyra nehezebb. Nem tiszta típus, mert iszapolásra begyűjtött mintáknál pl. VARGÁNÉ azt találta, hogy a 0,1—0,05, 0,05—0,02 és 0,02—0,01 mm szemnagyságok közel azonos %-ban jelentkeznék és emellett jelentős %-ot ad a 0,005, illetve a 0,005 mm-nél kisebb szemnagyságok értéke. SIDÓ M. viszont úgy találta, mintha több mintájánál kissé homokosabb lenne a lösznél és kis rétegződés figyelhető meg benne. Mint közet, nem olyan egységes kifejlődésű, mint a lösz. Faunájában gyéren vízi fajok is fellépnek. Felvett területén a lösz folytatásaként jelenik meg a ceglédi tanyáktól É-ra, s Újszászig összefüggő összletben nyomozható. HÓGYE I. felvételi területének ÉNy-i részén, le a Tiszáig, az alföldi löszréteget 2—3 homokos vagy iszapos homokrétég tagolja. Egy-egy löszréteg itt 2—3 m vastag, de DK felé 10 m-ig kivastagszának. Közülük a legalsó, amely a felső-pleisztocén folyami homok felső iszapos részére települt, agyagosabb, tömöttebb, mint a felsők. Ez a löszréteg mindenütt a talaj vízszintje alatt húzódik. Nehezen jellemezhető s közel áll a tiszamenti agyagos (infúziós) löszhöz. Faunája: *Valvata pulsella* STUD., *Bithynia leachi* SCHEPP., *Succinea oblonga* DRAP., *Stagnicola palustris* MÜLL., *Pisidium cinereum* ALD.

A ceglédi téglagyár alföldi löszének kémiai elemzési adatait SZUROVYNÉ közléséből adom:

SiO ₂	49,96 %
Al ₂ O ₃	8,31
Fe ₂ O ₃	2,87
FeO	—
TiO ₂	0,67
MnO	0,06
P ₂ O ₅	0,04
CaO	13,01
MgO	5,69
K ₂ O	1,53
Na ₂ O	1,12
+H ₂ O	1,76
CO ₂	13,97
—H ₂ O	1,24
	<hr/> 100,05 %

A középső löszréteg ezeknél homokosabb. Löszgörbéjében elég sok a valódi lösz homokjánál durvább szemű homok, ennek ellenére nem nevezhető homokos lösznek, mert porozitása az alföldi löszre jellemző. Ennek faunája már túlnyomórészt szárazföldi fajokból áll s csak 1 mocsári faja van. A felső löszréteg anyaga felel meg legjobban az alföldi lösz fogalmának, mert szemcsegörbéje és porozitása már közel áll a löszéhez s a magasabb fekvésű helyeken attól alig megkülönböztethető. Faunájában nagyobb számmal a löszfajok lépnek föl, de ezek mellett nedvességtűrő és mocsári fajok is előfordulnak. A 3 löszréteg faunájából is arra lehet következtetni, hogy a faunát bezáró rétegek is, legalább részben, összemosottak. SIROSS Z. a jászakiséri lap területét írja le s megemlíti, hogy az alföldi löszréteg alól, ÉNy—DK-i irányú tengely mentén, 3 helyen kibukkan a felső-pleisztocén folyami homok. A nagykorösi és jászkarajenői lapok területén, SZABÓ J.-né szerint rétegvastagsága átlag 4—6 m s rendszeren egy vagy két, vékonyabb folyami homokréteg osztja szét. Anyaga itt sem egynemű. Felső rétegének felső részében azonban kifinomul s ha nem érték árvizes elöntések, anyaga közel áll a löszhöz. Faunája folyami, mocsári és szárazföldi fajokból tevődik össze. Általában összemosott jellegű és csak felső részében nevezhető alföldi szárazföldi lösznek. A kerekegyházi lap területén, RÓNAI A. szerint, rétegének vastagsága 1—3 m. Több helyen hullámos térszínre települt. Folyóvízi erózió érvényesült itt. Az izsáki és fülöpszállási lapok magasháti területén, ERDÉLYI M. szerint, vastagsága sehol sem több 1—5 m-nél. Összes feltárásainak s fúrásainak tanúsága szerint, lefelé homokosodva megy át apró szemű, sokszor iszapos folyami homokba. Itt nem rétegzett s a lösznél homokosabb. A dunai törmelékkúp magasabb, árvízmentes vagy csak ritkán elárasztott területén keletkezhetett. Legmagasabb részeken a legjellegzetesebb, mint pl. Izsáktól K-re és DK-re.

Az *agyagos (infúziós) lösznél* a Jászság É-i részén s Örkény környékén a maximum a löszfrakcióra esik, de a 0,1—0,05 és a 0,2—0,01 mm azonos értékkel szerepel a löszfrakció mellett, VARGÁNÉ szerint. Pl. a 0,05—0,02 mm szem nagyság 24,10%, 0,1—0,05 mm-es szem nagyság 12,20%, 0,02—0,01 mm-es szem nagyság 12,80%. Az agyagfrakció viszont majdnem eléri a löszfrakciót, jelen esetben a 23,40%-ot. Ebben a löszfajtában az agyagos frakció kezd feldúsulni. SIDÓ M. felvételi területén bizonyos fokú rétegződés figyelhető meg benne s levelesen rétegzett. Mészkonkréciókat is tartalmaz,

azok vízszintes helyzetűek s ebből is arra következtet, hogy vízi hatásra ülepedett le. Faunájában gyakoriak a vízi fajok, kevesebb a szárazföldi faj s az kevert. A szolnoki és rákóczipfalvai lapok területén is elterjedt, ahol agyagtartalma 30—50% közt mozog, porozitása csekély. (Lásd HÖGYE I. jelentését.)

A homokos lösz iszapolási eredményeiből kitűnik, hogy a homokos lösz az irsai dombhát lábát kísérő homokos löszvonulatban a maximum 0,1—0,05 és 0,05—0,02 mm közé esik. A löszre jellemző szemnagyság még dominál, de mellette már a homokos frakciók is kezdenek jelentős, 18,20—22,40%-ot elérni, VARGÁNÉ vizsgálatai szerint. SIDÓ M. területén már csak kis foltokban nyomozható, de a löszrétegek fekvőjében általános elterjedésű. Kecskemét környékéről is több kisebb foltját térképezte PÁLFALVY I. SZABÓNÉ a nagykőrösi határból írja le. SZUROVYNÉ Cegléd környékén az alföldi lösz fekvőjéből említi.

De amíg a középleisztocén dunai kavics- és homokrétegekből felépült dunai törmelékkúp a mai homokos hátnak inkább csak a Ny-i részére szorítkozott (lásd: KOPEK G. tószeg—szekszárdi földtani szelvényét), addig a felsőpleisztocén folyami kékhomokréteg, ennek finom szemcséjű iszapos, felső része, majd a löszös üledékek az Irsai-dombhát és a mai Dunántúl között teljesen kitöltötték. Homok- és löszvonulatai közül kettő (egy homokos és egy löszös) indul ki a törmelékkúp csúcsrészéből, a pestszentlőrinci kavicsmeza tájékáról, míg a többi mind ezeknél D-ebből.

Rákoskeresztúr — Vecsés — Üllő — Vasad — Nyáregyháza — Dán-szentmiklós—Cegléd—Jászkarajenő vonalában követhető a pestszentlőrinci meza lábától kiinduló löszös vonulat. Ezzel párhuzamosan halad, ettől DK-re, az ugyanonnan kiinduló homokvonulat.

A második löszös vonulat már Soroksár környékéről indul ki és Felsőpakonypusztá—Mikebuda—Nagykörös és Kecskeméten át a kecskeméti Szikráig követhető.

Ugyancsak Soroksár környékéről, de már valamivel D-ebből indul ki az a löszvonulat, amely: Ócsa—Inárcs—Örkény—Lajosmizse—Kecskemét—Kiskúnfélegyháza és Pálmonostora vonalában nyomozható, de amelynek csapásiránya az előbbihez képest már jobban DK-i.

A tatárszentgyörgy — ladánybene — kecskemétmáriaváros — kiskúnfélegyházai tanyák vonalában kifejlődött löszvonulat kiindulási pontja Duna-nagyharsány—Tököl, a kerekegyházi—ballópusztai—kiskúnfélegyházai, különállónak látszó löszvonulaté pedig Ercsi felé mutat.

A Kiskörös—Kecel—Kiskúnhalas vonalában nyomozható, legdélibb löszvonulat már DDK-i csapásirányú, s ÉÉNy-i elpusztított folytatása valahova Dömösd felé kívánczik.

Az egyes löszvonulatok közt húzódnak a kiemelkedőbb homokvonulatok. A lösz- és homokvonulatok csapásirányát tekintve, fel kell tételeznünk, hogy a hullóporos korszakban a Duna törmelékkúpjának csúcsrésze is D-ebbre helyeződött, valahol a kispesti Sashegy III. számú terrasz-kavicsának lépcsője és Nagytétény—Dunaharaszti közé. Feltehető, hogy a csúcsrész D-felé vándorlása megismétlődött, ilyenformán később a csúcsrész Dunaharaszti és Dömösd közé került. De az is feltehető, hogy a dunán-

túli patakok, folyók hordták át homokos, löszös üledékeiket a Duna—Tisza közének Ny-i részére (Bentapatak, Bicskei-patak stb.) s ezeknek törmelékkúpvégződései jelzik a szabványosabb DK-i csapásiránytól eltérő DDK-i csapásirányú löszös, homokos vonulatokat. Ha a Duna jobbparti magas fal löszrétegsorában is fellépő homokrétegek jelenlétére gondolunk, de főleg arra, hogy a valódi lösz lefelé mindinkább elhomokosodik, alul már alig vagy egyáltalában nem löszös homok, sőt igen sok helyen határozottan folyami homok, ezt a feltevést elhanyagolni nem lehet. A Bentapatak és a Sárvíz-folyó közt legalább is hat, ma már jelentéktelen, de időszakonként bizonyára jelentékenyebb vízfolyás üledékszállító és szétterítő szerepét még a dunai ágaké mellett sem szabad lekicsinyelni.

A D felé vándorló dunai törmelékkúp csúcsrészeitől kiinduló homokos és löszös vonulatok nemcsak magukban, de egymástól is mindjobban eltávolodva, mindinkább kiszélesednek. Szabályos törmelékkúp alakulatok ezek; jelzik a folyóágak lefutásának irányát és az anyag ugyanilyen irányban történő, állandó lehurcolódását és szétterítését.

A felső-pleisztocén folyami kékhomokréteg barázdált felszínén az említett iszapos, finomszemcséjű anyagok, elsősorban a mélyedményekben ülepedtek le, míg a hátsabb vonulatok ezektől mentesültek. A hullóporos korszak beköszöntésekor a hullóporos kőzetek osztályozása azonnal megindult s a mélyedések finomszemcséjű üledékeiből hullópor, a magasabb hátaik homokjából pedig futóhomok keletkezett. A levegőbe felkapott hullóporból leszállva, mindenhova jutott, de a futóhomok mozgásából bekövetkezett széthordás korlátozott maradt, s az uralkodó szélirány kormányozta azt. Miután a folyami kékhomok vonulatai s az ezekkel párhuzamosan haladó mélyedményeknek csapása összeesett az uralkodó szél irányával, a homokvonulatok nagyjából továbbra is megmaradtak homokvonulatnak, a mélyedmények pedig a finomabb szemű üledékek gyűjtőedényeinek. A folyami homokvonulatok felszíni homokjából kirostált futóhomok az uralkodó szélről görgetve vándorolt DK felé, de a beléje került hullóporból csak kis mennyiséget vehetett fel.

A dunai törmelékkúp csúcsrészében — természetesen — a löszkorszakban is, az üledékek a legdurvább szeműek. Felszínközeli és felszíni rétegsorukban csak folyami kavics, durva homok, murva és homok halmozódott össze, míg helyben képződött lösznek itt nyoma sincs. Ócsa és Ecsér közt jelennek meg az első, még pleisztocénba helyezhető löszös homokfoltok, de ettől É-ra csak a cinkotai—ecseri szegélyről lehordott löszös anyagokkal találkozhatunk. Ezek is mind már csak a holocénban kerültek rá a törmelékkúp felszínére. Az említett vonaltól DK felé haladva, a löszfoltok azonban mindinkább megszorodnak s előbb vázolt vonulataik egyre élesebben kirajzolódnak s egyre inkább megszabadulnak óholocén futóhomokleplektől.

A löszvonulatok ÉNy-i kezdődő szakaszában még csak hullóporral vegyes, szennyezett homokot találunk. Olyan finomabb szemű, folyami-és futó-, vegyes homok ez, amely összeáll s ragasztóanyaga a löszpor. Mennél inkább haladunk DK felé, annál fokozottabb mértékben változik át a kötött homok löszös homokká, illetve, még tovább haladva, homokos lösszé, alföldi

lösszé, majd agyagos lösszé. Az anyag fokozatos, de folyamatos változását első-sorban lehordással lehet magyarázni.

Egy óriási méretű törmelékkúpba beépített anyagnál ez a folyamat természetes. A törmelékkúp csúcsrészeiből kiinduló, de itt még egy rétegben leülepedett folyami homok időszakonként ugyancsak lehordódott az épülő lösz-réteg akkori felszínére s a löszréteget többszörösen megszakította. Ez is arra vall, hogy a lösz és a folyami homokfajták kialakulása majdnem azonos körülmények közt ment végbe. Ugyanolyan mennyiségben hullhatott le ide is a por, mint az Alföld egyéb részeire, de a dunai törmelékkúpban a leülepedett por sorsa csak ez lehetett.

A közölt 1. sz. ecser—ráckevei földtani szelvényből is jól kivehető, hogy az ecseri domboldalon a lösz még egyrétegű. A levantei s a pleisztocén párkánysíkon, meg a Duna völgyében azonban már 2—3 egymásalatti rétegben, illetve lencsében ülepedett le. Az egyes löszrétegeket azonban a levantei és a pleisztocén párkánysíkon folyami homok, a Duna völgyében pedig ugyancsak folyami homok s folyami iszapos homok választja el egymástól. Az egyes lösz és folyami homokrétegek itt még jelentéktelen vastagságúak s a löszrétegek beépítettsége a dunai törmelékkúpba a szelvényből leolvasható. Ugyanilyen azonban a 2. sz. tószeg—szekszárdi földtani szelvényben feltüntetett löszfajták rétegeinek helyzete is, mert ahol a végig nagyjában egy löszréteg helyenként kétfelé is osztódik, az elválasztó réteg anyaga mindenütt folyami, dunai hordalék, amely még mindig a dunai törmelékkúp anyagához tartozik. A Magasháton iszapos homok, a szelvény ÉK-i részén, Tószegtől DNy-ra pedig agyagos üledékek a lösz fekvői. Egyesek ebből talán arra is következtethetnek, hogy a fekvő üledékek az állandó talajvíz szintje alatt megváltozott, hajdani löszfajták lehettek s feltételezhető, hogy miként a Duna—Tisza-közének D-i részében a dunai törmelékkúp végében, eredetileg itt is több löszréteg húzódnak egymás alatt. Ez a feltevés és a velük való foglalkozás azonban valószínűleg csak olyanféle eredményeket és következtetéseket szülne, mint TREITZ P.-é, aki annak-idején az ú. n. I. száraz pleisztocén időszakban képződött löszrétegeket — többek közt — Baján 100—145 m mélységben mutatta ki. Ebből a mélységből felhozott felső-pannóniai iszapos-homokos agyagnak szemcseösszetétele u. i. megfelelt a löszének.

Mindenegy Duna—Tisza-közi löszvonulat DK-i vége felé kiszélesedik és éppúgy, mint anyatörmelékkúpja, ennek üledékei is hatalmasan szétterülnek. Ugyanakkor azonban ugyanúgy rétegsoruk is mindjobban megvastagodik. Minden vonatkozásban összehordottságát, lehordottságát árulja el.

De ugyanakkor az is szabályszerűség a Duna—Tisza-közi löszfajták kialakulásánál, hogy rétegsorukban fölfelé haladva, az egyes löszrétegek löszanyaga is megfinomodik, jelélül annak, hogy a térszínből lassanként kiemelkedő löszrétegből is mind több löszanyag hurcolódott tovább, hogy végül is az győzzön a hullóporral együtt. Nagyjában ilyen módon alakult ki az Alföld mindenegy löszfajtájának rétege, még a peremi valódi löszé is. Viszont épp azért találunk több helyen olyan alföldi löszréteget, amelynek felső része már inkább valódi, mint alföldi lösz, sőt teljes egészében lösz-

finomságú, struktúrájú és faunájú, mint pl. a szegedi Öthalom, a szatymazi temetődomb, avagy a szőregi templomdomb lösze is. Viszont az is igaz, hogy a lösz ilyen nagymérvű kifinomodása csak a lösztermelékkúpok déli végén lehetséges.

VI. A Dunavölgy kialakulása

A Duna—Tisza közének képe a hullóporos korszak (Würm) végén a következő lehetett:

Ny-on a Dunántúlról ide messze benyúló löszrétegsor szolgáltatta a felszíni üledékeket.

RÓNAI A. Duna-jobbparti szelvényét, több megfigyelési helyből össze-vontan, a sztálinváros—dunavecsei szakasról az alábbiakban ismertetjük:

- 0,20— 1,00 m-ig változó vastagságú humuszos vályog;
- 1,00— 3,00 m-ig fehéressárga, réteges lösz, amely alsó részében fakósárga, szürke homokerekkel;
- 3,00— 3,50 m-ig vörhenyesbarna, durván homokos vályog?-réteg;
- 3,50—10,00 m-ig sötétebb sárga lösz;
- 10,00—10,50 m-ig vörhenyesbarna, homokos vályog; egyes helyeken kettéágazó;
- 10,50—15,00 m-ig sárga, szürkéssárga lösz, néhol vízszintes rétegződésű, több homokos sávval, lefelé durvul, homokosodik, színe pedig sötétedik;
- 15,00—17,00 m-ig mészfelhalmozódásos, konkrecióos szint, emberfejnagyságú mészhömpölyökkel, apróbb meszes gumókkal, löszbábukkal, amelyeket sárgásfehér, igen meszes löszanyag vagy homok, vagy lencsés, vörösbarna agyag fog össze.

Dunaföldvár környékén 3—4, Paksnál 7—11 a barna, vályogos rétegek száma. A Duna jobbpartján D felé haladva, a löszfal középső és alsó részében a homokrétegek mindinkább gyakoribbakká válnak s ahol a Dunántúlról folyóvizek tartottak a Duna—Tisza-köze felé, fel is dúsulnak, a löszfajták rovására. Helyenként, mint Paksnál is, aprókavicsot is leraktak a löszkorszak (Würm) végén.

A löszrétegsor felszíne enyhén lejtett K felé, s K-i szegélye a dunai törmelékkúp Ny-i pereme volt. A legnyugatibb dunai ág lehetett köztük a határvonal, mert ezen túl K felé valódi, dunántúli típusú lösz már nem ülepedhetett le. A löszrétegsor átlagos vastagsága 40—50 m közt mozgott, mert az helyenként még ma is annyi. A mai Duna mentén lehetett akkor is a legvastagabb, mert itt több és mélyebb helyi teknőt töltött ki, amelyek feneke mélyen a mai Duna medré alatt húzódik. A Dunántúl felől idetartó patakok és folyók széles völgyeket vágtak a löszrétegsorba, s a völgyekről kihordott anyagot szétterítették a lösztábla szegélyén [5].

A terület többi részét a Duna előbb ismertetett törmelékkúpja foglalta el. Ez D-en a telecskai lösztábláig ért le. K-en átlépte a mai Tisza medrét is, mert pl. a tiszazúgi felső-pleisztocén folyami kékhomokréteget is az egyik Dunaág rakta le. De a dunai törmelékkúpból, azután a Jászság löszös üledékeiből is nagyobb mennyiségű löszös anyagot hordtak át a dunai ágak, a jászsági patakok, folyók és időszakos vízfolyások a Tiszántúlra, ennek agyagos, infúziós löszrétegének felépítéséhez hozzájárulva.

É-on a pesti öböl kavicsmezája, ÉK-en pedig a lösszel fedett gödöllő—ceglédberceli dombok szegélyezték a területet.

Ez a kép azonban a posztglaciálisban gyökeresen megváltozott. A változást az ú. n. előmélyedések kialakulása indította meg.

Előmélyedések támadtak a mai Dunameder vonalában, amelyek közül legjelentősebb a kalocsa—kiskörösi vonaltól D-re elterülő mélyedés. Ennek körvonalai még felderítetlenek, de úgy látszik, mintha ÉD-i irányban hosszan megnyúlt teknő volna, amely D felé a bácskai részre is benyúlik. Ilyenféle, de kisebb előmélyedés sejthető a bugyi—ráckevei vonaltól D-re is, s feltehető, hogy ezen a kettőn kívül még több is kialakult a Duna vonalában.

A posztglaciális Duna legnyugatibb ága, Kisköröstől D-re, együtt süllyedt le a Kalocsa—Kisköröstől D-re elterülő, említett előmélyedés területével, aminek viszont az lett a következménye, hogy ez a dunai ág az előmélyedéstől É-ra erősen bevágódott, illetve visszavágódott, s főmederré alakult át. Mellette az eddig DK felé irányuló, többi Dunaág mind elsorvadt. Ez a mélyedés lett a Duna új erózióbázisa.

Az új dunai főág nemcsak a löszös rétegsort vágta át, de a legtöbb helyen mélyen bevágódott a lösz fekvőjébe, a pannóniai rétegösszlet felszínébe is, s ebből is több m-es vastagságú anyagot elhordott. Medrét mai jobbpartjáig gyors ütemben szélesítette, s végül is átlag 30 km széles völgyet alakított ki. Völgyének feneke a mai felszín alatt átlag 20—30 m mélységben húzódik, de a ráckeve—bugyi, illetve a kalocsa—kiskörösi lépcsőktől D-re kezdődő mélyedésben 70—90 m mélységre került. Völgyéből eddig a mélységig általában mindent elhordott. Csak a solti és titelhalmi mezákat kímélte meg a posztglaciális Duna eróziója.

Ha feltételezzük, hogy a dunántúli löszös rétegsor K-i szegélye a mai Dunavölgy Ny-i pereme volt, aminek bizonyítékai az említett mezák is, akkor azt is fel kell tételeznünk, hogy a Dunavölgy bevágódása, anyagának elhurcolása csak a löszkorszak után, a posztglaciálisban következhetett be. A legújabb fúrási szelvényekből kivehető, hogy a Duna éppen magasháti törmelékkúpjának Ny-i pereme alatt vágódott be legmélyebbre árokszerűen, míg völgyének közepén feneke meglehetősen síkfelületű.

A kierodált löszös és homokos üledékek átlagos vastagsága 40—50 m, a pannóniai rétegösszlet felszínéből pedig mintegy 10—15 m hordódott le. Ez az eróziós völgy már a pesti öbölben is mély, s a Duna itt még a pannónnál idősebb harmadkori rétegsor felszínébe is belevágódott. A pestszentlőrinci kavicsmezától Ny-ra, a pesti öbölből a Duna levantei és az idősebb pleisztocén kavicsrétegeket is mind kihordta.

A kierodált pleisztocénvégi—óholocén Dunavölgyet töltötte azután fel (BULLA szerint még az utolsó jégkorszakban, szerintem már az óholocénban) a II. sz. terrasz kavicsa. Ez helyenként tekintélyes vastagságú réteget épített fel, mert helyenként az 50—70 m-t is elérte. Legvastagabb a bugyi, meg a kalocsai előmélyedésben. Átlagvastagsága 20—25 m. Nem mindenütt kavics, mert homok- és iszaprétegek is beléje települtek, sőt helyenként agyagos erek is húzódnak benne, s mindenütt folyami homokkal kevert. A pesti öbölben a mai Duna jobbpartja és a kispesti Sashegy közt indul ki, s tart D felé. Itt még jól szétválasztható az idősebb pleisztocén az I. számú terrasz kavicsától, de Ráckevétől D-re már összeolvad az I. számú kavics terraszával. Pestszentimre és Gyálpusztá—Alsónémedi vonalában érintkezik

az ópleisztocén kavicsháttal. Innen D felé haladva, rétege K felé hirtelen kiszélesedik s Ócsáig követhető. Ráckeve és Ócsa vonalától D-re azután már teljes szélességében halad D felé. A pesti öbölben még magas küszöbön ül, s rétege itt elvékonyodik. A küszöbről lelépve Alsónémediig elég meredeken esik le a bugyi előmélyedés felé, hogy itt hirtelen 50 m-re kivastagodjék. Innen a kalocsai—kiskőrösi előmélyedésig fenékesése enyhe, rétegvastagsága is egyenletesen közepes. A kalocsai előmélyedésben, főleg annak küszöbe alatt, 70 m-re is kivastagszik, s innen újból igen enyhe lejtővel, kissé elvékonyodó réteggel tart Baja felé. Rétegenek felszíne végül is enyhe lejtőjű síklappá simult ki.

Valószínűleg a bugyi előmélyedékes részlet továbbcsúszlásának volt a következménye, hogy a holocén-eleji Duna ismét bevágódott. Bevágódása azonban csak a bugyi előmélyedéstől É-ra elterülő dunavölgyi részre szorítkozott, mert csak a pesti síkságon s annak D-i lejtőjén támadt újabb terraszlépcső. A pesti öböl Ny-i részében, Budapest belvárosban s a lágymányosi öbölben szállította le egy lépcsőfokkal alacsonyabbra a városi terrasz kavicsszintjét ez az újabb dunai bevágódás, de a csepelszigeti öbölrészben is kivéste azt, sőt innen helyenként a városi terrasz szintjébe lerakódott kavicsréteget teljesen ki is hordta. A pesti öböl küszöbén és lejtőjén még megvan ez a terraszszegély, s az Ráckeveig követhető. Ez a Duna óholocén terrasz. Felismerése BULLA érdeme.

Ennek az új dunai bevágódásnak a feltöltődését is főleg kavics és durva homok végezte el. Az óholocén I. sz. terrasz kavics azonban már jóval apróbb szemű s lazább, mint a II. számúé. Kötőanyagában a homok mellett már sok az iszap is. Rétege a pesti öbölben s annak D-i peremén vékony maradt, de ettől D-re több m-esre kivastagodott. Lerakódása után a II. sz. terrasz kavics felszínét több m-rel megemelte, s a síksági részhez érve, felszíne általában felért az akkori medret balról kísérő síksági rész felszínéig. Ezért a Duna itt már több fattyúágat bocsáthatott ki DK felé, állandóbb szigeteket létesíthetett, s üledékeit szétteríthette az árvizes szintté változott völgyfelszínen. Ebben az időben keletkezett a csepeli Dunaág, a Csepelsziget, a soroksár—gyáli, a dunaharaszti—rádapusztai és sári dunaág is. Az óholocén Duna ekkor építette ki balpartján azokat a több m magas aprókavicsos, iszapos, homokos halmokat is, melyekre a dunabalparti községek is települtek, s amelyek alján mindenütt ott van az I. sz. terrasz apró kavicsa, murvája és durva folyami homokja is. De ebben az időben rakódott le ártéri homok és iszap az előbb említett dunai ágak mentén is, hogy később ezekből a finomszemű üledékekből partidűne vonulatokat fűjjon össze a szél. Ilyen származásúak a csepelszigeti, soroksári, dunaharaszti, taksonyi, felsődélgyházi, dömsödi, tassi stb. futóhomok buckák is.

Az I. sz. terrasz kavicsának szétterítésével egyidőben, a fattyúágak közti széles árterületeken folyami homok és löszanyag is leülepedett a Duna völgyében. Ez a holocén folyami homok és löszös rétegsor is általános a Duna völgyében. A pesti öbölben hiányzik. A Csepelszigeten azonban már megjelenik, de a pestszentlőrinci kavicsmeza D-i lejtőjén is innen D felé haladva, a Dunavölgy egész szélességében és hosszában végignyomozható. Rétegsorának összes vastagsága több m, bár É-on még vékony, de D felé mindjeb-

ban kivastagodik. 20—50 cm vastag, rendszeren apróbb szemű folyami homok és 5—30 cm vastagságú, valódi lösz finomságával megegyező anyagú löszrétegek rakódtak le egymásra ebben a rétegsorban. Különálló folyami homok és különálló löszrétegek ezek, egymástól éles határral elválasztva, átmeneti sáv nélkül. Rétegsoruk Csepelszigeten, Solt és Kalocsa környékén szép feltárásokban tanulmányozható. RÓNAI A. Dunavecse környékéről ismerteti részletesebben. Az Újvárosi-hegy homokhullámai közt a pleisztocén alföldi löszhöz színben, szerkezetben, anyagban teljesen hasonló löszet talált feltárásokban. Nem vonható össze egy kalap alá a holocén árterek, laposok tömött, átmosott, iszapos löszével. A 10 m-es fúrások mindenütt elérték alatta az I. sz. terraszkavicsos homokját. Apostag környékéről is megemlíti, s különválasztja itt is a holocén árterek vékonyabb, tömött, iszapos löszétől (szikés holocén lösz). ERDÉLYI M. szerint «holocén lösz» néven két képződményt foglalhatunk össze. Anyagában a kettő nagyjában azonos, szerkezetében és helyzetében azonban eltérő. Anyaguk áttelepített pleisztocén löszhordalék, artéri üledék s míg a magasabb részeken lazább, a laposokban tömöttebb és szikes. A kissolti és sándormajori, majd D-ebbre, Hartán, SZILÁRD J. felvételi területén, többször váltakozik folyami homokkal. Az ilyen helyeken 5—10 cm vastag löszös anyagú rétegecske váltakozik kb. ugyanilyen vastagságú folyami homok rétegecskével s a löszös anyag sok helyen s több rétegben lisztfinomságú, tiszta löszanyag. Rendszeren ez a lösz réteges. Ez legtöbbször hiányzik a felszínalatti 90—100 cm-es részben, éppen ott, ahol a legjellegzetesebb, tehát egészen könnyű, finom, laza s a lösznél is finomabb szemű. A holocén lösz második fajtája a tömött, agyagos, szikes löszös üledék, ERDÉLYI M. szerint is árvizek hordaléka. PÉCSI M. Kalocsa környékéről ismerteti részletesebben mindkét fajtáját, mint átmosott, áttelepített löszös üledékeket. A Duna völgyének D-i részében első fajtája már a 3—4 m vastagságot is eléri. Faunája holocén, szubfosszilis, mocsári és folyóvízi fajokból tevődik össze. SZUROVYÉ a kúnszentmiklósi lap területéről ismerteti, ahol igen nagy elterjedésű. Szerinte az átmosott, «dözsös iszap»-ot főként az árvíz és részben az uralkodó szél hozta a dunai árterületeken, szétterített és kiszáradt homokos, iszapos lerakódásokból. Ő is magasabb és az árvizek által kierodált alacsonyabb térszínét különbözteti meg. A 2 térszín közti különbség helyenként 1 m, másutt viszont csak 20—50 cm. Vastagsága a magasabb térszínen 1—2 m, a lepusztult térszínen csak 20—60 cm.

Kétségtelen, hogy a löszrétegek anyagát is az óholocén dunai árvizek terítették szét. Amíg azonban a folyami homokot az árvizek azonnal leejtették, addig az igen finomszemű löszpor a vízben lebegve maradt s csak megkésve, másodszorra ülepedhetett le. Az árvíz telítve lehetett vele, s a víz elpárolgása, eltűnése után leülepedett a kiszáradt felszínre. Anyaga minden bizonnyal a Duna medréből került ki. Az óholocén Duna ebben az időben végig löszfalat rombolt. Ezzel a lerombolt löszanyaggal volt vize telítve. Medre igen sekély, zátonyos volt, ahonnan az alacsonyabb balparti rész felé nemcsak az árvizek, de már a magasabb vízállások is kihurcolták és szétterítették a löszös, illetve homokos üledékeket.

A Duna völgyében ma a felszínen is ezt a löszös üledéket találjuk

majdnem mindenütt, az említett futóhomokvonulatok leszámításával. A felszint elborító holocén löszréteg éppúgy, mint folyami homokos, löszös fekvő rétegsora is, É-on még igen vékony, de D felé haladtában mindinkább kivastagszik. A Csepelszigeten 0,50—1,00 m, Bugyi—Sári környékén 0,50—0,80, Kúnszentmiklósnál 0,30—1,00, Solton 1,00—2,00, Hartán 1,50—2,00, Kalocsán 2,00—2,50 m az átlagos vastagsága. Szemnagyságra és kémiai összetételét tekintve, a valódi löszhöz áll legközelebb. A kettő között az a különbség, hogy a holocén lösz valamivel tömöttebb. Összeállóbb, nem löszsárga, hanem szürkessárga, és rétegzettség nyomai igen sok helyen felismerhetők benne. Hajszálcsovéssége is rosszabb, mint a valódi löszé. Típusos holocén folyami és mocsári fajokból álló faunája egyedszámra igen gazdag.

Az új-holocénban a Duna ebbe a felszíni löszrétegbe, az óholocén terraszfelszínébe is bevágódott. A bevágódás általában 0,30—1,00 m mélységre hatolt, s eddig a mélységig a löszanyag ki is hordódott. Ekkor alakította ki a Duna új-holocén terraszfát, amelynek felismerése is BULLA érdeme. Az új-holocén dunai erózió a felszíni löszréteg nagyrészt elpusztította. Ahonnan a löszet kihordta, kialakult az óriási kiterjedésű sziklaposok felszíne. A sziklaposok kierodált fenekére a dunai árvizekből tömött agyagos lösz és löszös agyag ülepedett le. Főleg a D-i részekén felszínén mészszipap és mészszipapos homok terült szét.

A Dunavölgy felszíne végül is oly magasra töltődött föl, hogy kb. egy szintbe került a homokhát, illetve törmelékkúp löszös felszínével. A két terület közti magasságkülönbséget csak a törmelékkúp futóhomokrétege szolgáltatja. Épp ezért határvonaluk sok helyen elmosódott, nem éles. A Dunavölgy K-i szegélyvonala Dunaharaszti—Alsónémedi—Ócsa—Tatárszentgyörgy vonalában ÉNy—DK-i irányban halad, de itt a törmelékkúp felszíne jóval magasabb, mint a Dunavölgyé, és éles peremmel érintkeznek. Tatárszentgyörgynél a szegélyvonal hirtelen NyDNy felé fordul s innen Felsőadácpusztáig követhető. Innen D-i irányt vesz föl Fülöpszállásig, azután lassan DDNy-nak tart, és közeledik a mai Dunameder felé, hogy Bajánál ezt egészen megközelítse.

A szegélyvonal Felsőadácpuszta és Kiskőrös közt egészen szaggatott, mert több völgyület és ezeket elválasztó félszigetszerű nyúlvány szabdalja föl. A Dunavölgyből u. i. több, szélesebb-keskenyebb völgyület megy át a törmelékkúp területére, és a legtöbb messze benyúlik DK felé. Ilyen az Alsóbabád- és az Alsóméntelekpuszta közt kiinduló, s Baracspusztáig követhető völgyület is. Ennél keskenyebb szájnnyílással indul ki egy másik, Közép- és Felsőadácpuszta közt, de a Nádas- és a Kolomtóban erősen kiszélesedve halad tovább DK felé. A Fülöpszállásnál kiinduló völgyület Csengődig ér le. (Ezekről a völgyekről ERDÉLYI M. is adott ismertetőt.) De Akasztónál és Kiskőrösnél is kiágazódik egy-egy völgyület s ezek is messze behúzódnak a törmelékkúp belsejébe. Az ezeket elválasztó félszigetszerű nyúlványok viszont a Duna völgyében húzódnak föl, messze ÉNy felé. Azonosak a Dunavölgy Ny-i részéből említett, óholocén partidüne vonulatokkal.

Még a Dunavölgy kialakulása előtti időből valók ezek az öblözetek, s ahogy a holocén feltöltődéssel egy szintbe kerültek a Dunavölgy ártéri szintjével, a dunai árvizek ezekbe is behatoltak s ártéri üledékeket, iszapot,

homokot és löszös anyagot hordtak beléjük. Ekkor került ide a löszös anyaggal vegyes mésziszap és mésziszapos homok is, amely felszíni, humuszos takarója alatt állott össze vékonyabb réteggé.

Ahol a Dunavölgy K-en magas peremű, a partfal tövében az árvizek mélyedéseket vágtak ki. A mélyedésekben megállt a víz, elmocsarasodott a terület, s tőzeg keletkezett. Ilyen az Ócsa környéki, meg a Vörösmocsár tőzegje.

VII. A dunai törmelékkúp holocén üledékei

A Dunavölgy kialakulásának időszaka alatt, a törmelékkúp felszínén több változás történt.

Az élő dunai ágak elsorvadtak. Közülük csak azok kaptak vizet a Dunából, amelyek a dunavölgyi bevágódástól ÉK-re, tehát Dunaharaszti—Taksony fölött torkollottak ki a Dunából, vagyis a pesti öböl magas küszöbéről indultak el. De ezek is csak a városi, az ó- és az új-holocén terrasz kavics felszínének bevágódása előtti időszakokban. Különben már csak a helyi csapadék levezetésére szolgáltak.

A pleisztocén végével, a holocén beköszöntésével megszűnt a por nagymérvű hullása. A lösztábla felszínére ezentúl már csak lehurcolódott lösz és egyéb anyag kerülhetett, mint másod- vagy harmadlagos eredetű anyag.

A pleisztocén végére kialakult futóhomok-vonulatok felszíne többé már nem kapott futóhomokot megkötő hullóport, s ezáltal a növényzet is elsatnyult, a csapadékvizek a löszport a buckák mélyebb szintjébe szállították le, s a kötőanyagától megfosztott buckák felszínén a gyengébb szél is megmozdította a meglazult futóhomokot. Ehhez a folyamathoz még a futóhomok képződéséhez alkalmasabb éghajlati hatás se szükséges.

BULLA szerint a dunai törmelékkúpon is az óholocén boreális mogyorókorszakban ment végbe a futóhomok képződése, rétegének, buckasorainak felhalmozódása [2]. Az uralkodó szél ebben az időszakban is DK felé hajtotta a homokot. Ez, akármilyen formákat is alakított ki útközben, továbbszállítása a folyami üledékekéhez hasonlóan, törmelékkúp nagyformákat eredményezett. Ezekben is, éppúgy, mint a folyóvízi eredetű törmelékkúpokban, a tovahurcolódás DK felé történt, fokozatosan kiszélesedő szegéllyel és fokozatosan vastagodó réteggel. D-en a telecskai lösztábla É-i magas fala akadályozta meg továbbvándorlásában. A futóhomokvonulatok azonban azért is a legmagasabbak, legvastagabb rétegűek itt, az Illancs (Jánoshalma) körzetében, mert anyagukat a Sárvíz—Sió homokanyaga is szaporította.

RÓNAI A.-nak nincs olyan adata, amely a futóhomok finomodására mutatna a Dunától való távolodás arányában. Ellenben változik a szemnagyság-összetétel a Dunától távolodva olyan értelemben, hogy csökken az egészen finom poranyag (0,1 mm-es és azon aluli szemnagyság). Növekedik — bár gyengébben — a nagyobb szemek aránya is. Kézi nagyítóval végzett vizsgálatainak eredményei:

Futóhomok minták szemnagysága

Szem- nagyság	Szalk- szentmárton	Homok- szentlőrinc	Szabad- szállás	Kerekegy- háza	Kecskemét
	Légvonal távolság a Dunától Ny-K				
	9 km	11 km	23 km	35 km	48 km
$\leq 0,1$ mm	72	67	33	27	17
$0,1-0,2$ "	22	29	57	55	73
$0,2-0,5$ "	6	4	10	18	10
$> 0,5$ "	elvétve egy-két ezrelék				

A futóhomok folyami homokból alakult. Minél tovább mozgott a szél hatására, annál kevesebb benne a finom anyag. Ehhez azonban nem kell az, hogy messze vándoroljon. A helyben kavargatott homok éppúgy átalakul, kirostálódik. A nagyobb murvaszemek utazóképesége vagy nem kisebb a $0,2-0,5$ mm-es homokszemeknél, vagy nem utaznak, vagy nem a Dunából utaznak. Különben nem lehetne megmagyarázni, hogy a Dunától K-re haladva, a legtávolabbi homokterületeken lehetett a legtöbb és legnagyobb szemű murvát találni. Eredményeit a laboratóriumi szitálási eredmények is megerősítették.

VARGÁNÉ a Jászságból és a Budapest—Kecskemét—Dunavecse közti területről begyűjtött futóhomokfajtákat vizsgálta meg: szemcseösszetételre, koptatottságra, opálosságra, higroszkóposságra, vízkapacitásra, kéregre, kapillaritásra. A jászsági futóhomoknál az uralkodó szemnagyság a $0,2-0,1$ mm közé esik. A következő legnagyobb %-ot a $0,3-0,2$ mm \varnothing szemnagyság éri el. A homok szilánkos, de opálos fényű.

Higroszkóposságának értékei $0,40-0,50\%$ közt váltakoznak. Vízkapacitási értéke $13,00-15,00$. A kapillaritás a jászfényzarúti futóhomoknál a legnagyobb értékű: 340 mm 1^h alatt. Homokkéreg mindegyik mintánál megvolt. Ez szervesen eredetű, mert hidrogénfluoriddal le lehet oldani. A ceglédberceli hátság K-i peremén húzódó homokvonulatok homokjának szemnagysága változó: $0,2-0,1$, $0,3-0,2 > 0,1$ mm \varnothing . Mind szilánkos, tehát folyami eredetű, részben opálosak, részben fényesek. Higroszkóposáguk is igen rendszertelenül változik a $0,20-0,60\%$ közt. A vízkapacitás $13-14$ közti értéket éri el. A kapillaritás $200-300$ mm közt váltakozik. A homokszemek kérgesek. A ceglédberceli hátság Ny-i oldalán húzódó homokvonalnál a $0,2-0,1$ mm \varnothing szemnagyság az uralkodó, de Cegléd—Újhartyán—Pusztacsév területén ez $0,3-0,2$ mm. A magasabban fekvő homokterületek homokja higroszkóposabb, mint a mélyeké, pl. Lovastete: $0,64\%$, Pusztacsév: $0,30\%$. A vízkapacitás $13-15,00$ közt mozog. A kapillaritás $300-400$ mm közé esik. A dunai ártéren a finomabb szemnagyság jut előtérbe. Uralkodó a $> 0,1$ mm \varnothing . A szemcsék szilánkosak, az opálos szem kevés, a higroszkóposság igen kis értékű: $0,15-0,25\%$. A vízkapacitás $12,00-15,00$ mm közé esik. A kapillaritás $200-250$ mm. Homokkéreg kimutatható. A páhi—kecskeméti—tatárszentgyörgyi futóhomokmintánál még mindig a $> 0,1$ mm \varnothing az uralkodó. Szilánkosak, az opálos és fényes

fény kb. azonos százalékú. A higroszkóposság: 0,15—0,35 %, a kapacitás 12,5—13,5, a kapillaritás 250—300 mm. Vizsgálataiból megállapítja, hogy a Duna—Tisza közti futóhomok, mint a többi is, folyami eredetű. A Duna, a Zagyva, a Tápió árteréből valók.

A DK felé vándorló, kötetlen futóhomok a homokvonulatok széleit is átlépte és azokat szélesítette. Ennek következtében a löszvonulatokkal határos részekre is rákerült, amelyeket BULLA ajánlatára «lepelhomoknak» nevezünk. A löszvonulatokban a löszös felszín összeszűkült, természetesen a jó termőföldek rovására, mert a lepelhomokrég is általában több m vastagságú. A homokhátak gerincében felhalmozódott futóhomokrég azonban helyenként eléri a 30—40 m vastagságot is s általános vastagsága 8—10 m. A törmelékkúp csúcsrészében, a pesti öböl magas küszöbén, Pestszenterzsébeten, a Csepelsziget É-i csúcsában azonnal nagy vastagságot ér el. Innen DK felé haladva, az egyes homokvonulatokban rétegük általában megvastagodik, formákban meggazdagodnak, változatosabbakká válnak: pl. a tatárszentgyörgyi Borókásban már egészen sivatagi képűek. A magasabb, illetve vastagabb rétegű futóhomokvonulatok a törmelékkúp Ny-i szélén sorakoznak: Pestszenterzsébet—Tatárszentgyörgy—Fülöpszállás—Izsák—Kiskőrös—Kecel és Illancs vonalában. A törmelékkúp közepén és K-i részén már elaggottabbak, alacsonyabbak s rétegük vékonyabb. Legszebb futóhomokformákat az Illancsban találhatunk.

A futóhomokvonulatokkal párhuzamosan haladó löszvonulatok felszínére, amint azt már említettem, az ó- és az új-holocén terraszzint kialakulása után terítettek szét homokos, iszapos ártéri üledékeket a Dunavíz kapott dunai fattyúágak és időszakos vízfolyások. Ezek azok a már említett finomszemű folyami homokrétegecskék, amelyek az egyes löszfajták rétegeivel váltakoznak s amelyek a löszrétegek kialakulási körülményeire is fényt derítenek. Természetesen a homokos, iszapos üledékek is eredési helyüktől távolodva éppúgy osztályozódnak, mint a löszös üledékek és a törmelékkúp DK-i végén erős mértékben kifinomodva, nehezen választható el a löszös üledékektől.

Figyelemreméltó, hogy a löszvonulatok holocén rétegsora is — a lepelhomok leszámításával, amely itt, mint idegen elem szerepel — éppúgy, mint a dunavölgyi, löszréteggel zárul. Ez a lösz is iszapos vagy agyagos lösz, szikesedésre hajlamos, sőt, a legtöbb helyen szikes is. Egyidős a dunavölgyi új-holocén térszínen kifejlődött szikes lösszel. Ez is lehordott jellegű és erősen meszes. A löszvonulatok középvonalában húzódó mélyedésekben a dunai elöntések, illetve az időszakos vizek összegyűltek s ezekből a mészsapadott, illetve elpárolgása után visszamaradt és mészsizappá tömörült. A mésziszapos anyagot is továbbhurcolták az említett vizek s ezért van az, hogy a mésziszapos réteg a löszvonulatok DK-i végén általánosabb, vsatagabb és anyaga is típusosabb. Ugyanitt azonban a mészsizap már nem is a löszfelszínre ülepedett le, hanem arra a finom homokos, iszapos rétegre, amely itt a löszfelszínre települt, mint újabb, közbeiktatódott réteg, s amely a Duna völgyében is, mint folyami homok, több rétegben váltakozik a löszös rétegekkel.

HÖGYE I. az abonyi határból ismerteti s a mészsizapfajták keletkezését

a futóhomokból és löszből kimosott mészsanyag laposokban való felhalmozódásának tekinti. A rákóczipfalvai lap mészsizapjai már szikesek. A futóhomokterületek vápáiban homokos mészsizap ülepedett le, de ugyanitt holocén összemosott löszös üledék is helyettesítheti. SZUROVYNÉ a kún-szentmiklósi lap területén előforduló mészsizapfajták kialakulását úgy magyarázza, hogy a lefolyástalan laposokban a magasabb területekről leiszivárgott csapadékvizekben oldott szénsavas sók koncentráálódtak és finom szemcsék formájában kiváltak. Ha a kiválás homokszemcsék közeiben történt, akkor mészsizapos homok vagy homokos mészsizap, ha iszapos vagy löszös területen, akkor mészsizap jött létre. A ceglédi laposokban is megtalálta az iszapos öntéshomok alatt 0,80—1,20 m mélységben a mészsizapos homokot. A Gerjedülőben, a tőzeg alatt igen finomszemű mészsizapot, tavikrétát, csapófldet talált. RÓNAI A. szerint a kerekegyházi és szabad-szállási lapok területén is igen elterjedt s az ÉNy—DK-i irányú, mélyebb vápákban állóvizek alján alakult ki. Helyenként olyan mészdús, hogy piktortégla, «budai föld» néven bányásszák és forgalomba hozzák. Rétegének vastagsága 20 cm. Alatta lösz vagy löszös homok fekszik. Felette fekete kemény vályog vagy szürkésfekete iszapréteg ül. A futóhomokvonulatok közti vápákban mészsizap-homok keletkezett. A Duna völgyében is elterjedt, mint szürke meszes iszap vagy mészsizapos homok s efelett fekete, iszapos, humuszos homok fekszik. ERDÉLYI M. a Hátságról írja le, ahol a mélyebb, időnként vízzel borított területeken: mészsizap, löszös mészsizap, homokos mészsizap, mészsizapos homok, meszes löszizap, kotus taviiszap a felszíni képződmény. A tiszta mészsizaptól a mészsizapos homokig az átmenet fokozatos. A löszös mészsizap a löszterületek mélyedéseiben ülepedett le. Anyaga a környezetéből lehordott lösz, homokos lösz, mészsben feldúsulva. Az alatta lévő réteg atkás. A mészsizapos homok a futóhomokterületek mélyedéseinek, vízállásos helyeinek üledéke. Mésszel erősen dúsított homok. A mészsizapos képződések 80 cm-nél sehol sem vastagabbak. A meszes löszizap, kotus taviiszap — ERDÉLYI M. szerint — a Hátság belsejébe, magasabb felszínébe is benyúló dunai medrek holocén üledéke, anyagában, helyzetében a holocén Dunavölgy ide átnyúló öblözeteiben. Három nagy dunai mederben: a kerekegyháziban, az ágasegyháziban és a nádasréthalomtóiban a lepelhomok alatt, kis mélységben mindenütt megtalálta a folyami homokot s felette a löszös mészsizapot, meszes löszizapot vagy mészsizapos lösz. E dunai medrek feltöltődése a holocén folyamán napjainkig tartott. Ma már csak belvizeket gyűjtenek. Bennük a Duna—Tisza-közi Hátság és a Dunavölgy közti határvonal elmosódott. SZABÓNÉ a jászkara-jenői lap mészsizapjainak 3 fajtáját különbözteti meg: mészsizapot, homokos mészsizapot és mészsizapos homokot.

A dunai törmelék-kup holocén löszrétegének anyagát azonban nem a Duna szállította és rakta le, mint a Dunavölgyben, hanem a törmelék-kup csúcsrészéről, az azt szegélyező magasabb felszínekről hordták le ide időszakos vízfolyások és csak néha az említett dunai élővizek. A pesti öböl harmad- és negyedkori üledékeit — eredetileg — vastag löszréteg borította. Azóta ennek legnagyobb része lepusztult, de nyomai még több helyen megtalálhatók. A Cinkota, Kistarcsa, Rákoskeresztúr és az Ecser környékiek

a legismertebbek. De ott van a lösz a Gellérthegy D-i oldalán is, azután a soroksári Dunaág magas falában, sőt a peštszenterzsébeti, dunaharaszti dunapartszelvényben is. A cinkotai és környéki lösz még felső-pleisztocénvégii, valódi lösz. A többi azonban már lehordott vagy a szél útján tovább szállított és leejtett, másodlagos anyag. A peštszenterzsébeti vasúti állomás közelében, azután Soroksárott és Dunaharasztin a futóhomokbuckák DNy-i oldalára települt le ilyen, szél útján idekerült, pleisztocén löszből kirostálódott homokos lösz, löszös homokfajta. Ezzel egyidős a folyóvizek és időszakos vízfolyások útján a pleisztocén löszből lecipelt holocén lösz a Duna völgyében is megitt, a szóbanforgó törmelékkúp löszös vonulatain is. Ugyanekkor a Jászság D-i részén, a folyók mélyebb fekvésű árterületein rétiagyag keletkezett. Néhány kisebb feltjuk a tiszai árterületről is ismeretes.

IRODALOM

1. BÖCKH H.: Lóczy Lajos és a magyar geológia. Földrajzi közlemények. LVII. k. 1930.
2. BULLA B.: A magyarországi löszök és folyótérasszok problémái. Földrajzi Közlemények. LXII. k. 7—9 sz. 1934. és: Der pleisztozäne Löss im Karpathenbecken. Földtani Közlöny. 1937—38.
3. SCHEFFER—KÁNTÁS: A Dunántúl regionális geofizikája. Földt. Közl. LXXIX. k. 9—12 f. Bpest, 1949.
4. SCHERF E.: Szénhidrogének és sósvizek felkutatásának lehetőségei a Duna-Tisza közén. Jelentés az 1946. évi sókutató munkálatokról. Budapest. 1947.
5. SÜMEGHY J.: Tiszántúl. Magyar Tájak Földtani leírása. VI. Bp. 1944.
6. SZUROVY G.: Nagy Magyar Alföld fejlődéstörténete. Földt. Közl. LXXVIII. k. 1—12. f. Bpest, 1948.
7. VADÁSZ E.: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. Dunántúli Tudományos Intézet Kiadv. III. sz. Pécs. 1945.
8. VAJK R.: Adatok a Dunántúl tektonikájához a geofizikai mérések alapján. Földtani Közlöny. LXXIII. k. 1943.

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DE L'ENTRE-DEUX-FLEUVES DANUBE—TISZA

Par: J. SÜMEGHY

Au fond de l'enfoncement de l'Alföld (Grande Plaine Hongroise), il se cachent des membres de socle où les parties permo-mésozoïques et les chaînes cristallines alternent et ils sont en connexion avec les groupes de montagne de Dunántúl de l'Ouest et probablement avec ceux de Bihar de l'Est. Dans les parties de bassin qui s'y intercalent et sur les chaînes de socle, ce sont des sédiments tertiaires qui se déposent. Le plus étendu et le plus épais parmi eux, c'est l'ensemble des couches pannoniennes (2000 à 3000 m). Les masses des chaînes de socle ne se sont affaissées définitivement qu'après le Pannonien inférieur. Pendant le Pliocène supérieur, dans le Levantin, le territoire a été totalement mis à sec et ce n'est que dans la partie méridionale du territoire que reste un lac. Le Danube y apparaît vers le commencement du Levantin moyen et c'est son cône d'alluvions formé jusqu'à la fin du Pléistocène qui a bâti

le haut dos actuel occupant l'entier Entre-deux-fleuves Danube-Tisza. Ici, sa première vallée, sa base d'érosion était le fossé profond d'effondrement de Vecsés—Kecskemét levantopléistocène. Il a commencé d'éroder sa vallée actuelle de Budapest—Baja pendant le Pleistocène supérieur (Bulla) ou même vers le commencement de l'Holocène inférieur quand l'affaissement de direction N—S, au S de Kalocsa—Kiskőrös, est commencé. Puis il a remblayé sa nouvelle vallée érodée, des graviers de terrasse Nos I et II.

Les autres sédiments qui couvrent les alluvions fluviaux du cône d'alluvions du Danube peuvent être classé au groupe des terres à loess, à sable mouvant et alluviale. Dans le groupe de loess, on peut distinguer le loess véritable, le loess argileux d'Alföld et le loess sableux. Dans la partie inférieure des chaînes de sable mouvant, le sable est encore mixte: fluvial et mouvant, mais dans leur partie supérieure c'est déjà le sable porté par le vent, à grains arrondis. Cette partie s'est amassée pendant la période de noisette. Dans le groupe des terres alluviales ce sont les sédiments à loess déposés pendant l'Holocène, la craie lacustre, le calcaire de pré, l'argile alluviale et la vase alluviale qui sont les plus répandus. Dans la vallée du Danube, les loess pléistocènes ne sont restés que dans les mezas et à la surface du gravier de terrasse No 1, là, ce ne sont que des sédiments à loess, vaseux et sableux du terrain d'inondation qui sont les plus fréquents. Nous avons levé 21 espèces des sédiments pléistocènes et 18 des holocènes et, en même temps nous donnons la roche-mère de chaque espèce de sol.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК ОБЛАСТИ МЕЖДУ ДУНАЕМ И ТИССОЙ

Й о ж е ф Ш ю м е г и

В основании впадины Низменности скрываются члены основных гор, в структуре которых пермские-мезозойские части чередуются с грядями кристаллических пород, и которые на западе связаны с задунайской, а на востоке — предположительно — с бихарской группой гор. В находящихся между ними участках бассейна, как и на грядах основных гор отложились третичные осадки. Самым распространенным и мощным из них является свита паннонского яруса (2000—3000 м). Окончательное погружение глыб гряд основных гор произошло только после периода нижне-паннонского подъяруса. В верхнем плиоцене, в левантийском ярусе территория полностью становилась сушей и озеро в крайнем случае сохранилось только в южной части области. Дунай появился здесь в начале среднего левантика и его обломочный конус, оформленный до конца плейстоцена, представлял настоящий высокий кряж, занимающий всю область между Дунаем и Тиссой. Его первой долиной, базисом эрозии, здесь являлся левантийско-плейстоценовый глубокий грабен Вечеш—Кечкемет сбросового рва. Он начал эродировать свою настоящую долину Будапешт—Бая или в новом плейстоцене (Булла) или же в начале древнего голоцена, когда на юг от линии Калоча—Кишкёрёш началось погружение, направленное с севера на юг. Затем он насыпал свою эродированную новую долину с гравием террас №№ II и I.

Другие осадки, покрывающие речные наносы обломочного конуса Дуная можно причислить к группе лёссов, сыпучих песков и пойменных земель.

Наряду с многими смешанными лёссами, в лёссовой группе можно отличать настоящие, равнинные, глинистые и песчаные разновидности лёсса. В подошве гряд сыпучего песка, песок еще является смешанным речным и сыпучим, но в их верхней части золотым песком с округленными зернами. Эта часть песка накопилась в фазе орешника. В группе пойменных земель из плейстоценовых разновидностей лёсса наиболее широко распространенными являются лёссовидные осадки, отложившиеся в голоцене, озерный мел, луговой известняк, пойменная глина, пойменный ил. Плейстоценовые разновидности лёсса из долины Дуная сохранились лишь в мезах и на поверхности гравия террасы № I частыми являются только пойменные лёссовые, илистые и песчаные осадки. Из плейстоценовых осадков были картографированы 21, а из голоценовых 18 разновидностей, материнские породы отдельных разновидностей почвы тоже отмечены.

IKERVÁR ÉS HOSSZÚPERESZTEG KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

Irta: SZEBÉNYI LAJOS

Geomorfológia

A felvett ikervári és hosszúperesztegi térképlapok területének ÉNy-i részén húzódik a Rába 3—4 km széles alluviális síksága 170—155 m t. sz. f. magasságban. A Rábától Ny-ra 6—8 m-rel kiemelkedve a IV. sz. terrasz szintje található, míg a Rábától K-re meredek fallal emelkedik ki az átlagban 60 m relatív magasságú Kemeneshát, mely völgyektől szabdalva DK felé enyhén lejt a Zala és Marcal alacsonyabb terrasza felé. Morfológiai érdekességgként ugranak ki a gérce—sitkei tufagyűrűk.

Folyóteraszok. E vidéken a Rába, Zala és Marcal terraszeit találjuk.

A Rába VI. sz. terraszából kiemelkedő szigeteket alkot a VII. sz. terrasz: Szemenyétől 0,5 km-rel É-ra, a Somhegy magaslata, mely 15 m-rel emelkedik ki a VI. sz. terraszból, hasonló Szemenyétől D-re 0,5 km-re a Búzadomb, Szemenyétől DK-re 1,5 km-re a Δ 233,3 dombja és DK-re 2,5 km-re a Δ 234,5 dombja. Ezek egész kis kiterjedésűek. Nagyobb terület emelkedik ki a VI. sz. terraszból Csipkerektől Ny-ra 2 km-re a Dobogó Δ 236,5 környéke. Ezt itt a Dobogó környékén még futóhomokbuckák is megemelik. Ez a magaslat átlagban 1 km széles és a Dobogótól majdnem 6 km hosszban húzódik ÉK felé egészen a káptalani őrházig, DK és ÉK felé fokozatosan simul bele a VI. sz. terraszbba.

Esetleg még a VII. sz. terraszhoz tartozik a Bejegyertyánostól közvetlenül K-re a \odot 222 magaslata. Tehát a VII. sz. terrasz Bejegyertyános és a káptalani őrház vonalától É-ra belesimul a VI. sz. terraszbba.

Az irodalomból ismert IV. sz. Zala—Marcal közös terrasza a Zala vízgyűjtő területéről a Marcal vízgyűjtőterületére jól követhető, ami a Zala, Marcal kapturáját igazolja. A IV. sz. terrasz lejt a Zala felé is, meg a Marcal felé is, holott végig a Marcal felé kellene lejténie, ez az ellentmondás csak a középső részének (Hosszúpereszteg környéke) utólagos kiemelkedésével magyarázható, amit támogat az, hogy ez a kiemelt rész jól összevág a FERENCZI I. által a levantei korú rétegekben megállapított antiklinálissal.

A Zala—Marcal IV. terrasza a terület É-i részén Vásárosmiske környékén beleolvad a III. sz. terraszbba, ez csak a felvételi laptól K-re figyelhető meg.

Oszkó és Olaszka környékén a Rába VI. sz. terrasza által körülzárt völgyrendszerben több kis terraszcsoport van, melyek a Zala vízrendszeréhez tartoznak. Az eddigi feltérési viszonyok mellett a terraszcsoportba besorolni nem sikerült.

A terraszcsoportok szétválasztása a Kemenesháttól K-re sokszor nagyon bizonytalan, máskor pedig nagyon fokozatos az átmenet egyik terraszcsoportból a másikba.

Mint morfológiai jelenséget megemlítem még, hogy a Kemeneshát magas partja Bejczygyertyánostól Sótönyig suvadásokkal van tele.

Rétegtan

F e l s ő - p a n n o n :

A Rába magas partja rétegeinek követése alapján Nyőgér—Sótöny környékén kékesszürke agyag bukkan a felszínre, melyben csak meghatározhatatlan kövülettörmelék található Sótöny D-i végénél a Δ 213,0-tól ÉÉK-re 350 m-re, vízmosásban; Sótöny É-i végén Δ 204,8-tól DK-re 250 m-re az országúttól K-re lévő agyagfejtőben. Valószínűleg a SZÁDECZKY—KARDOS E. 200 000-es térképén feltüntetett sárvári fúrásokból ismert *Congerina ungula caprae*-s szinttel azonosítható.

Az *Unio wetzleri*-s szintet elsősorban szürke, keresztarétegzett, helyenként durvaszemű folyami homok alkotja, gyakran mészkonkréciókkal, melyek helyenként összemosva szintet alkotnak, rendszerint itt találhatók a kövületek. A legfelső homok helyenként igen vastag, Bejczygyertyánostól több, mint 60 m.

Ha a levantei homok oxidálódik, megsárgul és akkor a legtöbb esetben nem lehet megkülönböztetni a pleisztocén homoktól. A homok alsó szintjében többszörösen váltakozik kb. 1—10 m-es agyagrétegekkel. Az agyag igen változatos kifejlődésű, egészen sekélyvízi üledék, kékesszürke, sárga, barna stb., helyenként néhány mm-es kőszénrétegecskékkel, mészkonkréciókkal; vékonyan, de rendszerint rosszul rétegzett.

Kövület csaknem kizárólag a homokban lépett föl, agyagban csak Sárvár—Szentimre hegycsoport D-i végén, a Δ 198,0 alatt lévő levantei kavicsgödör közvetlen fekvőagyagjában; Gércse D-i templomától Ny-ra 200 m-re agyaggödörben meghatározhatatlan kövülettörmelék található.

Kövületlelőhelyek a homokban: Vashosszúfalútól DDK felé kivezető út melletti hosszú agyag-homokfejtő: *Helix (Aegista) ponticus* HALAV., *Unio wetzleri* DUNK., *Helix (Tacheocampylea) dodereleini* BRUS.; Csehimindszent templomától KÉK-re 300 m-re homokgödör: *Helix (Tacheocampylea) dodereleini* BRUS.; Hosszúpereszteg: Felsőhegy D-i vége a műút melletti homokgödör: *Unio atavus* DUNK., *Unio wetzleri* DUNK., *Unio neszmélyensis* HALAV., *Unio baltavárensis* HALAV., *Helix (Tacheocampylea) dodereleini* BRUS., *Helix (Aegista) ponticus* HALAV., *Melanopsis* sp.; Borgáta falutól DDK-re 2 km-re a Δ 151,7-nál lévő homokfejtő: *Unio wetzleri* DUNK., *Unio* cfr. *baltavárensis* HALAV., *Helix* sp.; Bérbaltavár: új, zalavégi országút mellett K-re a falusi útelágazástól 400 m-re: *Helix (Tacheocampylea) dodere-*

leini BRUS.; Csehi—Csehimindszent között a műút mellett D-re, nagy homokfejtő: *Helix (Tacheocampylea) doderleini* BRUS., *Triptychia hungarica* HALAV.; Nagyköcsk falutól 1 km-re Ny felé kivezető út mellett az erdőszélen: *Unio wetzleri* DUNK., *Helix (Tacheocampylea) doderleini* BRUS., *Triptychia hungarica* HALAV., *Helix* sp.; Káld községtől ÉK-re 1 km-re vasúti bevágás, homokfejtő: *Helix (Tacheocampylea) doderleini* BRUS.

Meghatározhatatlan kövülettörmeléket találtam homokban Káld É-szélén Δ 164,9 alatti homokfejtő; Bögöte, Felsőmajortól Ny-ra Δ 164,0 alatti homokfejtő; Csehimindszent templomától ÉK-re 300 és 700 m-re a földút melletti homokgödörben.

Újabb ősgérinces lelőhely Bérbaltavártól KÉK-re, a 136 m t.sz.f. magasságú hídtól 300 m-re DNy-ra a domboldalban, ahol *Dinotherium* hátsó végtagjának egyes csontjait találták.

A *wetzleri*-s homokban megmért kereszttrétegződés irány általában D-i.

A *bazalttufa és bazalt* kora rögzítődik azáltal, hogy az *Unio wetzleri*-s rétegekre rátelepül, viszont a VI. sz. terrasz már lenyeste a bazalttufa térszint. Sitke vasútállomástól DK-re 300 m-re az erdőben lévő gödrökben jól látható, hogy a VI. sz. terrasz kavicsa rátelepült a bazalttufára. Hogy a bazalt ráfolyt a bazalttufára, ez jól látható a kissitkei Hercegszegy csúcsától DK-re 350 m-re lévő kis köfejtőben, valamint Kissitkétől DDK-re 1200 m-re lévő bazaltfejtőkben.

A bazalt és bazalttufa az újabb feltárások tanúsága szerint sokkal nagyobb területet borít, mint azt JÜGÖVICS L. térképe jelöli. Így kibukkan még a tufa Kissitkétől É-ra a 74-es km-kötől a Melegdombra vezető út-bevágásban, valamint Nagysitkétől Ny-ra 3 km-re a Battyánmajor feletti Battyánhegyen is.

Levantei terrasz-képződmények. A VII. sz. terrasz anyaga maximálisan 13 m vastag, túlnyomórészt homok, kevés kavicsal. A VI. sz. terrasz anyaga maximálisan 20 m vastag, max. ökolnagyságú, de túlnyomórészt mogyoró- és diónagyságú kavics, helyenként kevés homok. Élénkvörös kéreg vonja be, mely néhány kavicsba több cm-re behatol. Helyenként 1—2 dm vastag, zöldes, fakó kékesszürke agyagrétegek is közbetelepülnek.

Struktur-talajképződés található benne: Bejegyertyánostól a Császtóhoz vivő dűlőút mellett a műúttól 100 m-re zsákos kifejlődésben; Szemenyétől Ny-ra a grázi műút bevágásában, a Δ 219,4-től K-re 250 m-re gyűrődéses formával.

Pleisztocén-holocén:

Fiatallabb terrasz-képződmények: Rába, Zala, Marcal V., IV., III. sz. terraszai. A levantei kavicsstakaróhoz hasonló, de általában apróbb szemű és vékonyabb réteg, kötőanyaga kevésbé vörös.

Löss nagyobb területen csak Bérbaltavár környékén van a felszínen. Az É-ibb részeken a mindent beborító barna vályog alól csak két helyen bukkan ki; Csénye újmajori elágazásnál Ny-ra lévő kavicsgödörben és Szemenye Ny-i végén az utca K-i házsora mögött.

A löss felfelé fokozatosan megy át *barna vályogba*, mely szint Csehitől

É-ra 6 m vastag is lehet. Bérbaltavár környékén pedig szívós *vörös agyagba* megy tovább.

A lösz feküjében sárga rétegzetlen homok van, ez csak Csehi környékén mutatható ki.

A lösz felett is hasonló homok jelenik meg s e felett következik a hatalmas területet beborító barna vályog. Ez legtöbbször átmosott, helyenként kavicsot is tartalmazó, vagy homokos. Jelenleg is képződő réteg, mely lefelé általában homokosabb. Főképp a magaslatokat foglalja el. Az alacsonyabb részekben barnássárga homok az uralkodó, mely szintén jelenleg is képződik.

Nem határozható meg pontosabb kora annak a típusos, egészen gömbölyű szemcséjűre koptatott futóhomoknak, mely a Rába VII. sz. terraszán Csipkerektől Ny-ra 2 km-re, a Dobogónak nevezett részen alkot bukákat.

A patakok és folyók alluviumában kavicsos homok, öntésiszap és agyag fordul elő.

A holocén korba tartozik az a jelenleg is képződő forrásmészkő, mely Bérbaltavártól K-re 2,5 km-re található a Szentjánospatak völgyében.

Történelem előtti korból való cserépmaradványok kerültek elő Kis-sitkétől ÉNy-ra 0,5 km-re a 74-es km-kőtől 150 m-re ÉNy-ra dűlőút bevágásában.

Hegységszerkezet

A rétegek általában az e területről készült gravitációs térkép minimumai felé dőlnek. Ez pannonkor utáni redőzésre utal.

A rétegdőlés helyenként oly csekély, hogy azt, m'nt pl. Nyögér környékén, csak az azonos rétegre telepített ásott kutak mélységi adatai alapján tudtam megállapítani.

A töréses tektonika sem hiányzik, ennek legfőbb bizonyítékai a terület D-i részén észlelt litoklázisok. A keményen összeálló pliocén homokban több párhuzamos, abszolút sík, közel függőleges elválási lap található. Irányuk túlnyomóan ÉNy—DK-i. E vetődéseket a hidrológiai viszonyok is igazolják. Az enyhén lejtő homokrétegek a vető mentén elzáródnak, így bennük a víz feltorlódik és kifolyásra kényszerül. Ilyen vető-források találhatók a bérbaltavári Alsóhegy ÉK-i oldalán és csehimindszenti «Közös legelő» ÉK-i oldalán a Kőrispatak völgyében.

Kis vetők észlelhetők Borgátótól DDNy-ra 2 km-re a Δ 151,7 m'letti homokfejtőben és Vashosszú falutól DDK-re 2 km-re a ϕ 169-től ÉÉNy-ra 450 m-re homokfejtőben.

A kissitkei Hercsehegy csúcsának É-i oldalán, a kereszt alatt: tufa-fejtőben megfigyelhető, hogy a bazalttufában leülepedés közben rogyások történtek, melyek nem elégséges feltárás esetén vetőnek nézhetők.

Vízföldtan

Az agyaggal váltakozó felső-pannóniai homokrétegek kedvezők hidrológiai szempontból. A mélyebben fekvő részekben kismélységű artézi kutak telepíthetők rá. Sok falusi ásott kút is a pannon rétegekből kapja vizét.

A *wetzleri*-s homok helyenként nagyon vastag, mint pl. Bajegyertyánoson, ahol helyenként 50 m mélyen van az első talajvíznívó.

A levantei és fiatalabb terrasz-kavicsokban még akkor is van víz, ha azok nagyon magasan fekszenek, mint pl. a Kemeneshát fennsíkján, ugyanis a kavicsréteg kissé agyagos, különösen az alsó része, így a kavicsból nem tud a víz elszökni a mélység felé. A Kemeneshát tetején lefolyástalan, zizenyős területeket találunk.

A folyó- és patak-alluviumok természetesen vízböck.

Hasznosítható anyagok

Építészeti anyagokon kívül más hasznosítható anyag a felszínen nincs.

A terraszok anyaga a VI. sz. terrasztól kezdve az alluvium anyagáig jó útkavicsoló anyagot ad, a Rába I. és II. sz. terraszra pedig betonkavicsot.

A levantei homok, mivel folyami homok, kiválóan alkalmas habarcschoz.

A kissitkei bazalt jó útkavicsoló anyag, de kis mennyisége miatt csak helyi jelentősége van. A sitkei vasútállomás közvetlen közelsége miatt (300—1500 m) nem elhanyagolandó dolog a Dunántúlnak ezen a részén, ahol a környék fő bazaltbányája, a Sághegy kimerült.

A bazalttufa a környék kedvelt építőanyaga, Kissitke és Gérce környékén számos kőfejtőből termelik.

A levantei agyag homokréteg közé ékelt volta és rendszerint nagy mészkonkréció tartalma miatt téglagyártásra nem alkalmas, azért a téglagyárak (Sárvár, Vashosszúfalutól ÉK-re 2 km-re) az alluviális agyagra kényszerültek, amit a talajvíz közelsége miatt vékony rétegben, nagy területen kénytelenek kitermelni.

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE IKERVÁR ET HOSSZÚPERESZTEG

Par: L. SZEBÉNYI

La plus ancienne formation du territoire est l'ensemble argileux d'un gris bleuâtre qui appartient au Pannonien supérieur et qui est identique à l'horizon à *Congerina ungula caprae*. L'horizon à *Unio wetzleri* est représenté par des sables fluviaux stratifiés obliquement, à grains grossiers. Ce sable contient, souvent, des couches d'argile, des bandes de houille, surtout dans la partie inférieure de l'ensemble. Quelquefois, il est très difficile à distinguer du sable pléistocène. V. les fossiles trouvés dans le sable, dans le texte hongrois. Le tuf basaltique et le basalte qui gît sur celui-ci, se placent au-dessus des couches à *Unio wetzleri*.

Parmi les formations de terrasse levantines, la matière de la terrasse No. VII, est surtout le sable, celle de la terrasse No. VI. est surtout le gravier.

Le Pléistocène est représenté d'une part par les graviers de terrasse jeunes, d'autre part par le loess. On peut classer comme holocènes, le travertin qui se forme même à présent, et les débris de pot en terre préhistoriques.

Au territoire, on peut reconnaître et le plissement et la tectonique à failles. Les directions principales de faille sont: NO—SE.

Du point de vue hydrologique, les couches argileuses pannoniennes supérieures sont favorables. Dans le sable à wetzleri, le premier niveau d'eau souterraine est à 50 m de profondeur.

Les graviers de terrasse et en supérieurs contiennent de l'eau, même s'ils se trouvent dans un niveau élevé, parce que la partie inférieure des couches de gravier est argileuse, imperméable.

Les matières utilisables ne satisfont qu'à des besoins architectoniques. (Sable, tuf basaltique, sable propre à la fabrication des briques.)

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДД. ИКЕРВАР И ХОССУПЕРЕСТЕГ

Лайош Себени

Самым древним образованием на данной территории является комплекс синевато-серых глин, относящийся к паннонскому ярусу, который идентичен с горизонтом *Congeria ungula caprae*. Горизонт *Unio wetzleri* представлен крестовато напластованными, грубозернистыми речными песками. Этот песок часто содержит глинистые слои, как и полосы каменного угля, особенно в нижней части комплекса. Этот песок иногда очень трудно различается от плейстоценового песка. Окаменелости, встречающиеся в песку см. в венгерском тексте. Базальтовый туф и залегающий над ним базальт располагаются над слоями, содержащими *Unio wetzleri*.

Из левантийских террасовых образований материалом террасы № VII главным образом является песок, а террасы № VI преимущественно гравий.

Плейстоцен представлен отчасти юными гравелистыми террасами, а отчасти лёссом. К голоцену можно причислить образующийся и в настоящее время травертин и доисторические остатки глиняных посуды.

На данной территории складчатость и сбросовая тектоника одинаково опознаваемы. Главными направлениями изломов являются северозапад и юго-восток.

Глинистые верхне-паннонские слои с гидрологической точки зрения являются благоприятными. В песку, содержащем *U. wetzleri*, первый уровень грунтовой воды находится на глубине 50 м.

Левантийские и еще более молодые террасовые гальки даже в случае более высокого положения на местности являются водосодержащими, так как нижняя часть гравелистых слоев глинистая, водоупорная.

Используемые вещества удовлетворяют только потребности строительства (песок, базальтовый туф, песок пригодный для производства кирпича).

A HEREND ÉS EPLÉNY KÖZÖTTI TERÜLET FÖLDTANI ÁTTEKINTÉSE

(XXVI. sz. melléklettel)

Irta: SZENTES FERENC

I. Rétegtani rész

Triász. A terület legidősebb képződménye felső-triász «fődolomit». Legmagasabb padjai az Eplénynél benne található *Dicerocardiumok* alapján már bizonyosan a raeti emeletbe sorolhatók. Sárgásszürke, lilás, rózsaszínű árnyalatú kőzet, helyenként pados, más szintben réteges, a Papodnál lemezes is, cukorszövetű, ritkán márgásabb lemezek települnek közbe. LACZKÓ D. a dolomitokat öt szintre tagolja [5] a fauna alapján, de valószínű, hogy kőzetszövet szerint is elválaszthatjuk azokat.

A *raeti* «dachsteini» mészkő általában tömör, pados kifejlődésű, kagylós törésű. Színe túlnyomóan hófehér, ritkábban (pl. a Borostyánhegy DNy-i részén) rózsaszínű vagy vöröses árnyalatú. Az Ámoshegyen a márgás közbe-települések kövületesek, a carditák márgák a Gyöngyöshegy Ny-i oldalán is előfordulnak, a tetőn azonban ismét *Megalodusok*at találunk [5].

A dachsteini mészkő a fekvő és a fedő felé sem határolható el élesen. A dolomitokból átmenetekkel fejlődik ki. A fedő júra rétegek felé szintén fokozatos az átmenet, a kőzetkifejlődés hasonlósága miatt a határ megvonása gyakran önkényes.

A júra-rétegsor rendkívül változatos kifejlődésű; nincs két olyan szelvény, mely egymással teljesen megegyeznék. Részletekbe menően erre már TELEGDY-ROTH K. és IFJ. NOSZKY J. ismételten rámutattak [13, 9, 10, 11]. Úgy látszik azonban, hogy többé-kevésbé teljes júra rétegsorral számolhatunk, a rétegtani hézagok a részletvizsgálatok során mindinkább kiküszöbölődnek.

Az alsó-liász legalsó tagja az ú. n. «dachsteinliász» mészkő. Kevés *Terebratula*-t tartalmaz. A triász mészkőnél rétegzettebb, gyakran oolitos szerkezetű, lilás, rózsaszín foltokkal. Határréteg a triász felé helyenként fellépő alsó tűzköves rétegsor lehet (Eplény).

Az alsó-liász magasabb szintje a hierlatzi-jellegű mészkő. Tömör, fehér, pados, világosszürke vagy vörös foltos mészkő, mely a tömegesen előforduló brachiopodák, krinoideák és ammoniták alapján részletesen színtezhető [14, 13, 2, 3, 4]. E rétegsor felső szintjét ismét tűzkövek jellemzik.

Az alsó-liász összlet vastagságát 200–250 m-re becsülhetjük; a magasabb júratagok együttvéve sem közelítik meg ezt a vastagságot [13]. A középső-

és *felső-liász* rétegeket a térképen egybevontam, mert a terepen ezeket taglalni részletes faunafeldolgozás nélkül alig lehet. A Káváshegyen Kovács L. [3, 4] ammoniták alapján szintezte ezeket a tömör, vörös, csomós mészköveket (adnethi fácies), vagy világosszürke táblás mészkövet, melyekre a mangános foltok is jellemzőek, tűzkögumókkal. A Borostyánhegytől Ny-ra lévő Közösküti-árokban IFJ. NOSZKY J. ismertet felső-liász ammonita-faunát [10]. A lemezes posidonomyás mészkő (Káváshegy, Papod) [11] szintén a felső-liászba tartozik.

A «kovasavas márga» jól felismerhető rétegsorának földtani kora még további vizsgálatra szorul. Ajka—Úrkút vidékén *spongiatü*-vizsgálatok alapján 1887-ben POČTA F. alsó-doggernek tekintette, БОЧКИ J. tithon korúnak vette. VADÁSZ E. [14], LÓCZY L. [6] hasonlóság alapján felső-liász korúnak vette. TELEGDÍ-ROTH K. dogger-malm korúnak tartja, de egy része a felső-liászba tartozhat. IFJ. NOSZKY J. [11] dogger-malm korúnak mondja. Úrkút vidékén felső-liász korú [15].

A «kovasavas márga» közettani vizsgálata még további részletes tanulmányokat igényel. Ez a kifejlődés már a felső-liásztól kezdve ismételtelen megjelenik. Eplény környékén, az első mangánérc-kutatások alkalmával, 1931-ben határozottan látható volt, hogy a hierlatzi mészkő és a felső tűzköves szint karsztosodott, többrés felszínének mélyedéseiben ültek a mangángumók és ezek fedőjében kovasavas márga volt. Ebben kovásodott ammonites-töredéket és krinoidea-nyéltagot gyűjtöttem.

Dogger-malm. Világossárga, halvány rózsaszínes, vagy vörös, gumós, tűzköves mészkő és világosszürke táblás kovás, mangánbevonatos mészkő. A fekvő rétegsortól csak rétegtani helyzete és faunatársasága alapján lehet megkülönböztetni. Kővületekkel igazolni lehetett a Káváshegyen [13], a Halyaghegyecsoporthban [9], Gyenespuszta környékén [10], a Papod É-i oldalán [11] a Búdösküti-pusztánál. A Közösküti-árokban a téglapiros, erősen mangános mészkő felett 60% *radiolariaváz*ot tartalmazó fehér, sárga, kávébarna, rózsaszínű, téglavörös kovás márga települ.

A Káváshegyen WEIN Gy. [16] egy alsó, vörös és egy felső, fehér rétegsort tudott megkülönböztetni, tűzköves, cephalopodás kifejlődésben. Ezek a titoni rétegek a Káváshegytől DNy-ra levetett helyzetben vannak [7]. Valószínűleg a Halyaghegyekben is kimutatható lesz.

Kréta. A nagy felszíni elterjedésű krétakori képződmények összvastagságát mintegy 300 m-re becsüljük.

A Káváshegyen fokozatosan fejlődnek ki a júra rétegekből, a Halyagos környékén azonban IFJ. NOSZKY szerint [9] eroziós diszkordanciát kell feltételezni. Szintezését [8] területünkön teljes mértékben alkalmazhatjuk, azzal a megjegyzéssel, hogy mostani térképezésünknel a kisebb, pár m vastag rétegsort összevontam, mert azok nyomozására nem volt módom.

Alsó-kréta. Finoman kristályos, *krinoidea*-, *brachiopoda*- és *echinida*-tartalmú, sárgás, vagy sötétebbszürke, vékonytáblás, mintegy 60—80 m vastag mészkő. Alsóhalyagon, Dávidpuszta környékén, a Közösküti-árokban, a Hárságypusztától DNy-ra 1200 m-re lévő útbeágásban, továbbá Lókúttól É-ra és D-re ismerjük ezt a kifejlődést.

Lókúttól K-re azonban a biancone-szerű kifejlődést ismerjük, mely fehér, kagylós törésű, táblás kifejlődésű, tűzközsínórokat és elkovásodott lepényeket tartalmaz. Ez a közetarculat Halyagoston, Augusztin-tanya környékén is ismeretes [10]. A Káváshegyen, a Lókuti-legelön fokozatosan fejlődik ki a feküből.

Középső-kréta. Foraminiferás-brachiopodás-ostreás agyag, homokos márga. Ez a rétegsor-lepusztulás után, szögdiszkordanciával települ a fekvőre. A lágy, vörhenyes kékes, vagy szürke márgák közé — inkább a magasabb szintekben — mészmárgák települnek. Jó vízvezető réteg.

A Ráktanya környékén, a Halyagon és Hárságypuszta—Laposokon szénkutató is folyt ezekben a rétegekben (Macsek—Maróti F.), de úgylátszik a telep vékony, nem volt műrevaló. Borzáshegytől É-ra a legelön és Lókut D-i és K-i szélén találni nyomait, azonban feltárásai általában rosszak.

Fekvőjében bauxit, tűzálló agyag, limonit, tűzkő fordul elő. A perezpusztai bauxittestre is ez a réteg transzgredál.

A requeniás mészkő jellemző, jól felismerhető képződmény. Vastagpados, szirtszerűen megjelenő, sok *pachyodonta*-héjat tartalmazó fehér, barnás mészkő.

Lókút környékén, Borzáshegytől É-ra a legelön a Kőrishegy É-i sarkán találjuk, legszebben azonban a Halyaghegyecsoport É-i és ÉNy-i részén és a Kerteskő környékén tanulmányozhatjuk.

A pados kifejlődésű szürke *orbitolinás-brachiopodás* mészkő s az ennek fedőjében települt lemezes, szürke mészkő egymástól jól elkülöníthető, de egymásba fokozatosan megy át. Mivel együttes vastagsága kb. 50 m, a térképen összefoglalható. Legjobb feltárásaikat Lókút és Pénzeskút határában látni, de a felszínen ez a legelterjedtebb képződménysor.

A *turritiles* márga, alul glaukonitos márgával szintén 60—70 m vastag lehet. Világosszürke, vízben szétázó, aránylag rosszul feltárt képződmény, legnagyobb elterjedésű Pénzeskúttól É-ra.

Eocén. A *Nummulina perforata*-tartalmú *középső-eocén* mészkő általában rosszul rétegzett, laza, márgás képződmény, mely nagy területen, sok kisebb-nagyobb foltban maradt meg. Durvahomok fekvőjét Kőrisgyőrtől DK-re a ϕ 444,3 környékén látni feltárva, ahol 5—6 m kvarckavicsot és homokot fejtenek. Felette főnummulinás mészkő van. E deltaképződményben *Nummulina* mellett *Ostrea longirostris* LAM. található. Innen D-re a «Tilos» tábla felé az erdő szélén az eocén alapkonglomerátum is felszínre bukkan.

A Belső-Domonkoskúttól K-re a 464,1-pontnál a homok koralltartalmú, itt a *felső-eocén*, *Clavulinoides szabói*-tartalmú agyag is előfordul [10]. Pénzeskúttól É-ra a 460-pontnál is agyagos kifejlődésű az eocén.

Részletesen ismertetik az eocén képződményeket és azok fácieseit BERTALAN K. [1], É-abbra Szóts E. [12].

Miocén. A felső mediterránba lehet helyezni az ú. n. «herendi»-rétegeket: kavicsos agyag, homok, édesvízi mészkő földes-fás barnakőszén-rétegekkel. Szép kővületeit ismerjük a herendi vasútállomás közelében lévő bevágásokból, ahonnan először Böckh J. ismertette azokat [6]. A kőszent több mélyfúrás és akna feltárta.

A felső-mediterránba szokás helyezni az elterjedt meszes konglomerátumokat is. Anyaguk főleg kvarcit; emellett gneisz-, lidit-, csillámpala-, andezit- és nummulinás mészkőgörgetegek is találhatók, meszes kötőanyaggal keményen cementálva. A meszes konglomerátumok fekvőjében néhol festékföldet és tűzálló agyagokat találni: Reeárok, Belső-Domonkos, Felső-gerence-völgyben [10].

Még elterjedtebbek azok a lepelkavicsok, melyek 350—450 m magasságban helyezkednek el. Ennek fekvőjében is találni néhol vörös agyagot pl. a herendi Szőlőmál (Szolimán) csúcsától É-ra 2 km-re, ÉNy-ra 3 km-re a gerincen, útbévágásban. Részben mozgásban lévén, mint húzódtó törmelék másodlagos helyzetben gyakori. A kavics felhalmozódását általában a miocén végére szokás tenni, mint egy akkor is még kiemelkedett ősi kristályos hegység tanúját.

A fiatalabbkori hegységszerkezet vizsgálata szempontjából ajánlatos lenne ezt a konglomerátum- és kavics tömeget nagy területen tanulmányozni. Vastagsága ügylátszik a felvételi terület környékén a legnagyobb.

A pleisztocén lösz, lejtőtörmelék, erdei feltalaj nagy elterjedésével az idősebb képződmények vizsgálatát és főleg hegységszerkezetének kinyomozását akadályozta.

Rétegsor		Legnagyobb rétegvastagság
Pleisztocén		20 m
Felső-miocén kavics, konglomerátum, szenes rétegsor		150 «
Eocén mészkő, márga, kavics, homok		80 «
Festékföldek		
Kréta	<i>Albai:</i> turriliteses márga, alul glaukonitos márgával	70 «
	<i>Apti:</i> orbitolinás mészkő és felette lemezes szürke mészkő	50 «
	requienias mészkő	30 «
	ostreás-brachiopodás agyag és márga	100 «
	<i>Barrémi:</i> bauxit, festékföld, tűzálló agyag	
	<i>Hauterivi-valangini:</i> táblás mészkő biancone	70 «
	<i>Tithon</i> mészkő	50 «
	<i>Dogger-malm</i> mészkő és kovasavas márga	60 «
	<i>Középső- és felső-liász:</i> mészkő és kovasavas márga mangán	60 «
	<i>Alsó-liász:</i> hierlatzi mészkő	80 «
Triász	dachsteinliász mészkő	150 «
	<i>Raeti emelet:</i> dachsteinmészkő, dolomit	300 «
	<i>Nóri emelet:</i> földolomit	500 «

II. Hegységszerkezeti megfigyelések

Zirci-medencének nevezzük azt a területet, melyet É-on a Pápai-Bakonyban (Ganna—Bakonyjákó—Németbánya—Bakonybél—Koppány—Fenyőfő—Bakonyszentlászló—Csesznek határában) kibukkanó triász rétegsor határol, D-ről pedig a Nagybakony (Tótvázsony—Szentgál—Papod—Rátót—Tés—Isztimér) triász rétegsora szegélyez. A triász peremre a júra és kréta rétegei következnek, ezek töltik ki a medencét. Szerkezetileg ez a

medence kétoldalt megemelt és feltolódott peremű szinklinórium, melyben a rétegek összetorlódtak.

A jura rétegek túlnyomóan mészkövek, jellemző kovasavas kiválásokkal; a medence különböző részein váltakozó fáciesben fejlődtek ki. A medence egyik részén fokozatos és teljes a rétegsor (Kávás, Lókút), másutt ügylátszik réteghiányokkal kell számolni (Halyag—Közöskúti-árok), eróziós esetleg szögdiszkordanciával. Kréta rétegsora meszes kifejlődéssel kezdődik, amit kiemelkedés, lepusztulás, szárazföldi rétegsor leülepedése szakít meg. A középső-kréta transzgresszió agyagos rétegsorral kezdődik, majd vastag meszes üledék után ismét agyagok halmozódnak fel. A felső-kréta hiányzik, hegységkiemelkedés, szögdiszkordancia után ülepednek le a középső-felső-eocén rétegei: szintén eleinte agyagos, majd meszes, végül megint agyagos kifejlődésben. A kréta és eocén leülepedési ritmusa hasonló [1]; a végső, peremi képződmények a lepusztulásnak estek áldozatul. Az oligocén transzgresszió területünkre már nem jutott el, ettől kezdve már csak parti-szárazföldi képződmények halmozódnak fel (kavics).

Az üledékképződés a sekély pelágikus medencében, hegységképződéssel ismételtlen megszakítva, elég változatos. Részletes fáciestanulmányok alapján, különösen a jura sorozatban sok érdekes eredményre számíthatunk.

A terület fejlődéstörténete már jórészt meghatározza a kipattant hegységképző erőhatások megnyilvánulását is. A mintegy 1500 m vastag meszes rétegsor között a plasztikus agyagos rétegek vastagsága 200 m-nél nem több. Ezek a csúsztató agyagok is három-négy szintben fordulnak elő. Hegységnyomás hatására az agyagok mentén felszakadás és feltorlódás fordulhat elő, ezek azonban kisebb jelentőségűek. A szerkezeti összképre jellemzőbbek a préselődés következtében létrejött rétegmegszakadások és azok mentén történt vízszintes eltolódások. Rátekintésre emlékeztet ez a kép a hídpillérhez sodródó jégtáblára, melynek részei felrepedezve egymás mellett eltolódnak néha áramlás irányában egymásra torlódnak.

A hegységszerkezet kialakulása több szakaszban történt. Az idősebb hegységképződések természetéről most még keveset tudunk. A mai szerkezeti kép lényegében újharmadidőszaki.

A fontosabb, nagyobb vetődéseket térképen ábrázoltuk. Ezek mentén egyes táblák ÉNy felé előretolódtak. Egyes ékek 3—4 km-t mozogtak idegen környezetben, míg mások emellett visszamaradtak.

Ennek geomechanikai magyarázata az lehet, hogy a litéri feltolódás hátterében is kétoldalú, de egyenlőtlen nyomás állott be. E nyomásra forgató igénybevétel mellett nyírás és annak mentén ÉNy—DK-i irányban eltolódás jelentkezik.

Területünkön az általános rétegdőlés É-i irányú, ingadozik ÉNy és ÉK között és csak kivételesen kapunk ellentétes réteghajlást.

Nagyon jellemzők még a Várpalotától Bakonybélig követhető, valamint a Papod É-i lábánál húzódó hosszú törések, melyek közel csapás mentén szelik a rétegeket. Mindezek a vetődések széthúzásos jellegűek. Az egész törésrendszer egy geomechanikai szakasszal magyarázható, azzal a megjegyzéssel, hogy abban rejtve régebbi szerkezetek is megnyilvánulhatnak.

Szerkezetileg így most három nagy egység, három bérc áll előttünk:

Ámos környéke, Papod csapása és Halyagoshegyek sashérce. Ezek között kisebb, feldarabolt teknők maradtak vissza. Ezekben az árkokban mangán-érc-bauxittelek maradtak vissza, mert a lepusztulás csak kis részben tudta azokat lepusztítani. Kutatásuk az árkok szélétől a mélység felé fokozatosan történhet.

A fentebb vázolt geomechanikai elgondolásból következik, hogy rétegtorlódás, préselődés elvileg csapás mentén, kb. KÉK—NyDNy irányú síkok mentén történhetik. A Papod—Borzás—Kőrishegy mélyen ÉNy-ra előugró röge megszakad és Hárságypusztától Márkó felé, sokszorosan zavart, közel ÉK—DNy-i irányban, csapásra merőlegesen leszakad. Ennek a síknak mentén különleges, bonyolult mikrotektonika keletkezett.

Ismét külön szerkezeti egységnek kell felfogni a Halyaghegyeket. Habár bent a hegységben nem járhattam, csak a peremeken, máris feltűnt, hogy az alsó-kréta rétegek mellett a Ny-i oldalon mindjárt a «dachsteinliász» közbecsípott darabja látható. Alsóhalyagon szintén erősen összepréselve egymás mellett áll a liász és alsó-kéta. Mondhatjuk, hogy a Halyaghegyek külön szerkezetű egység, ahol az elméletileg várt ÉÉK—DDNy-i irányban erős préselődés észlelhető.

IRODALOM

1. BERTALAN K.: Bakonybél környékének eocén képződményei. Földt. Közl. LXXIII—LXXIV. k. 1944—45. Bp. 1947.
2. KORMOS T.: Bauxit, laterit, vörös agyag. Bányászati és Kohászati Lapok LXI. k. Bp. 1928.
3. KOVÁCS L.: Ammoniteszfauna a bakonyi Káváshegy középsőliászkori üledékéből. Földt. Közl. LXIV. k. Bp. 1934.
4. KOVÁCS L.: Az északi Bakony liászkorú ammoniteszeinek monográfiája. Geologica Hungarica ser. Paleontologica 17. Bp. 1942.
5. LACZKÓ D.: Veszprém városának és tágabb környékének geológiai leírása. Balaton tud. tan. eredm. I. k. 1. rész. Függelék. Bp. 1913.
6. LÓCZY L.: A Balaton környékének geológiai képződményei. Balaton tud. tan. eredm. I. k. 1. rész. Bp. 1913.
7. ifj. NOSZKY J.: Adatok Lócut község vízellátásának kérdéséhez. Hidr. Közl. XIV. k. Budapest. 1934.
8. ifj. NOSZKY J.: Adatok az Északi Bakony krétaképződményeinek ismeretéhez. Földt. Közl. LXIV. k. Bp. 1934.
9. ifj. NOSZKY J.: Adatok a Bakony Zirc és Pénzeskút közti részének földtani ismeretéhez. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.
10. ifj. NOSZKY J.: Földtani vázlat az Északi-Bakony belső részéből. Földt. Int. Évi Jel. 1940-ről.
11. ifj. NOSZKY J.: Földtani megfigyelések a bakonyi Kőris-Kékhegy vonulat K-i lejtőjén és a Papod hegycsoportban. Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről.
12. SZŐRS E.: Az Északi Bakony eocén képződményei. Földt. Közl. LXXVIII. k. Bp. 1948.
13. TELEGTI-ROTH K.: Adatok az Északi Bakonyból a magyar középső tömeg fiatal-mezozoós fejlődéstörténetéhez. Magy. Tud. Akad. Math. Term. tud. Értesítő, III. k. Budapest. 1935.
14. VADÁSZ E.: A Déli Bakony jurarétegei. Balaton tud. tan. eredm. I. k. 1. rész.
15. VÍGH GY. és ifj. NOSZKY J.: Előzetes jelentés az urkúti mangánbánya környékén végzett földtani vizsgálatokról. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról.
16. WEIN GY.: Zirc környékének tithon rétegei. Földt. Közl. LXIV. 1934.

ESQUISSE GÉOLOGIQUE DU TERRITOIRE SITUÉ ENTRE HEREND ET EPLÉNY

Par F. SZENTES

I. Stratigraphie

La plus ancienne formation du territoire consiste en Hauptdolomit (à Dicerocardium) et en Dachsteinkalk (à Megalodus) qui peuvent être pris pour rhétiens et entre lesquels la transition est graduelle.

Le Jurassique est représenté par des formations variées, à une série jurassique, vraisemblablement, complète. Le membre le plus ancien du Liassique inférieur est le calcaire «du Lias de Dachstein». Son horizon supérieur est d'évolution de «*Hierlatz*» que l'on peut diviser en couches détaillées, à l'aide des fossiles. L'ensemble liassique inférieur a une épaisseur de 200 à 250 m, ce qui surpasse l'épaisseur de toutes les autres formations jurassiques jeunes, prises ensemble.

Le *Liassique moyen et supérieur* est représenté par les calcaires grumeleux ou en plaquette à silex du faciès adnétien et par le calcaire à Posidonomya.

L'âge géologique de la «marne à acide silicique» est encore incertain. Pořta le prend pour dogger-malm.

Aux endroits mentionnés les calcaires de couleur rose, rouge, noduleux à silex, ceux d'un gris clair en plaquette recouverts de manganèse, sont d'âge de Dogger-Malm.

Les formations du *Crétacé* sont très répandues à la surface. Nous estimons leur épaisseur à 300 m. Les calcaires cristallins fins à Crinoïdées, à Brachiopodes, à Échinides, gris en plaquette mince, appartiennent au *Crétacé inférieur*. Le *Crétacé moyen*, où il y a des minces bandes de houille, est représenté par l'argile à Foraminifères, à Brachiopodes, à Ostrées et par la marne sableuse. Dans son mur, il gît la bauxite, l'argile réfractaire, la limonite. Cette couche transgresse également sur la masse de bauxite de Perepuszta.

Le calcaire à Requienia est une formation caractéristique, facilement reconnaissable. Il y a une transition graduelle entre le calcaire gris à bancs, à Orbitolines, à Brachiopodes et le calcaire lamellaire qui se trouve dans son toit. Leur épaisseur atteint les 50 m. L'épaisseur de marne à Turrilites et de la marne à glauconie de son mur est 60 à 70 m.

Eocène. À la surface de notre territoire, l'on connaît le conglomérat de base de l'Éocène, le sable éocène moyen et le calcaire à Nummulina perforata de même que la formation argileuse à Clavulina szabói de l'Éocène supérieur.

Miocène. Nous Prenons pour Méditerranéen les couches à gravier «de Herend», argileuses, sableuses d'eau douce et saumâtre qui contiennent de la houille brune et le soit-disant gravier de couverture qui gît au-dessus de celles-là et qui a, dans le Bakony, une vaste étendue.

La plus jeune formation est le loess *pléistocène*.

II. Observations tectoniques

La formation de la tectonique c'est déroulée en plusieurs périodes. La vue de tectonique actuelle date, essentiellement, du Tertiaire jeune. Nous représentons à la carte les failles importantes, grandes. L'inclinaison générale des couches varie entre NO et SE. Les longues failles que l'on peut suivre de Várpálotá à Bakonybél et qui courent au pied septentrional du Papod, sont très caractéristiques.

Il s'agit de trois unités tectoniques: les environs de Ámos, le Papod et le horst des mont Halyagos. Entr'eux, il restent de petits fossés d'effondrement démembrés. Les gisements de minerai de manganèse et bauxite étaient protégés contre la dénudation par leur position tectonique plus basse.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОБЗОР ТЕРРИТОРИИ, НАХОДЯЩЕЙСЯ МЕЖДУ ДД. ГЕРЕНД И ЭПЛЕНЬ

Ференц Сентеш

I. Стратиграфия.

Самыми древними образованиями территории являются причисленные к рэтскому ярусу главный доломит (лицерокардиумы) и известняк Дахштейн (мегаллодусы), между которыми имеется постепенный переход.

Юрский период представлен весьма разнообразными образованиями, по всей вероятности присутствует целая юрская серия. Самый древний член нижнего лейаса «лейасовый известняк Дахштейн». Его более высоким горизонтом является гирлацское развитие, которое на основании окаменелостей может быть расчленено на отдельные горизонты. К 200—250 метровой мощности нижне-лейасового комплекса прочие более молодые юрские образования даже все вместе не приближаются.

Средний и верхний лейас представлены известняком с кучками роговика или же листоватым известняком аднетской фации, как и известняком с позидономами.

Геологический возраст «кремнистого мергеля» еще сомнителен. Почта считает его нижне-доггерским, Бёкк титонским, Вадас и Лоци верхне-лейасовым, К. Телегди-Рот и Носки мл. доггерским-мальским.

Светло-желтые, розоватые, красные, клубенчатые роговиковые известняки, как и светло-серые, листоватые известняки с марганцевым налётом упомянутых месторождений имеют доггерский-мальский возраст.

Образования мелового периода на поверхности являются широко распространенными. Их мощность можно оценить примерно на 300 м. К нему мелу относятся тонкокристаллические серые, тонкопластинчатые известняки с криноидами, брахиоподами и эхинидами. Средний мел представлен глиной с фораминиферами, брахиоподами и острами, как и песчаным мергелем, между которыми имеются тонкие шнуры каменного угля. В кровле среднего мела залегают боксит, огнеупорная глина и лимонит. Этот слой трансгредит и на шток боксита в д. Перепуста.

Известняк с реквиенами является характеристичным, хорошо познаваемым образованием. Между толстослоистым, орбитолиновым, брахиоподовым известняком и находящимся в его кровле пластинчатым известняком

имеется постепенный переход. Мощность его равна ок. 50 м. Мощность турритесового мергеля и отложившегося в его подстилке глауконитового мергеля равна 60—70 м.

Э о ц е н. На поверхности нашей территории известны основной конгломерат эоцена, средне-эосеновый песок и известняк, содержащий *Nummulina perforata*, как и глинистое развитие верхнего эоцена, содержащее *Clavulina szabói*.

Миоцен. К верхнему медитеррану причисляются «герендские» гравелистые, глинистые, песчаные пресноводные, смешанноводные слои, содержащие бурый уголь, как и залегающий над ними т. н. покровный гравий, широко распространенный в горах Баконь.

II. Тектонические наблюдения.

Тектоника развивалась в нескольких фазах. Настоящая структурная картина по существу ново-третичная. Более важные и значительные сбросы изображены на карте. Всеобщее падение слоев колеблется от северозапада до северовостока. Очень характерными являются длинные изломы, прослеживаемые от д. Варпалота до д. Баконьбел и простирающиеся у северного подножья горы Папод.

С тектонической точки зрения имеются три единицы: окрестность д. Амош, простираение горы Папод и горст гор Гаягош. Между ними остались небольшие, раздробленные впадины. Залежи марганцевой руды и боксита, располагающиеся в грабенах, обереглись от сноса вследствие их более глубокого положения.

BELED ÉS CELLDÖMÖLK VIDÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI

Írta TREGELE KÁLMÁN

A beledi és celldömölki lapokat magába foglaló terület morfológiailag három részre tagolható.

1. A *Rábán-túli rész*, mely a Rábaközhez tartozik (Rába és Kisrába közé eső rész), meglehetősen sík, gyengén lejt a medence közepe felé. 126 m t. sz. f. a legmagasabb része Rábakecöl táján, a lap K-i szélén 120—119 m t. sz. f. magasságig süllyed. Régi morotvák, kisebb folyók, patakok szabdalják a területet.

2. A középső rész a *Kemeneshát ÉK-i nyúlványa*, melyet É-ről a Rába határol (egykori törésvonal mentén folyva), DK-ről a Marcal, illetve ennek mellékpatakja a Cinca. A Kemeneshát legmagasabb pontja itt a térképünkön Kemenesmihályfától Ny-ra 195 m t. sz. f. magasság. ÉÉK felé lassan, fokozatosan símul a Rába síkjába, DK felé Vönöck vonaláig 20—40 m meredek lejtő határolja. A Kemeneshát folytatásának tekinthető az Egyházaskesző—Várkesző környéki bazalttufa plátó, melyet a Kemeneshát kavicsa nagyrészen borít. A Rába régi mellékága választja el a tulajdonképpeni Kemenesháttól. Ez a kis bazalttufahát természetes partvédőgát szerepét töltötte be s így megvédte a Kemeneshátat a Rába és a Marcal oldalozó eróziója ellen. A Kemeneshát térképlapra eső része egyenletesen elosztott felszíni kavicsait helyenként váltja fel kisebb-nagyobb homokdomb. Elszórtan mesterséges dombot is találunk (Órhalom, Bagóvár).

3. A harmadik rész a *Marca völgye*, úgynevezett Marcalság. Nevét abból az időből nyerte, midőn még a Marcal völgye nagy kiterjedésű mocsár volt. Az 1860-as évek utáni csatornázás következménye, hogy ez a lápos, mocsaras terület eltűnt és helyét most legelők, kisebb részben szántók foglalták el.

A területen a következő rétegeket lehet megkülönböztetni:

Pannóniai rétegcsoport. Felső-pannon, *Congerina balatonica* szint.

Levantei bazalttufák, Kemenesmagasi, Egyházaskesző, Várkesző, Magyargencs, Hertelendi major. A Kemeneshát vörösbarna kavicsa.

Pleisztocén, barnássárga, világossárga folyami kavics. Kemeneshát pleisztocén-holocén lejtőtörmeléke.

Óholocén futóhomok, világosszürke folyami kavics.

Holocén lejtőtörmelék, patak- és folyófeltöltés.

A *pannonképződményt* a felszínen főleg szürkessárga álrétegzésű durva kvarchomok, helyenként agyag, agyagos lencsék képviselik. (Nemesszalók

É-i kijárata, Nemesszalóktól É-ra a kiserdőben, Bánhalmapuszta és Adorjánháza között a 145,5 Δ ponttól 250 m-re K-re, az út K-i oldalán Alsóradómajornál, ettől Ny-ra 700 m-re Celldömölk vasúti raktárainál, Celldömölk vasúti deltánál, Külsővattól É-ra, Kemeneshát DK-i szegélyén, Tokorostól Ny-ra, Kemenesmihályfa É-i kijáratánál, Kemenessömlyén sportpálya, vönöcki nagy kavicsbánya mellett, Kemenesmagasítól É-ra, Kemeneshőgyétől Ny-ra, az Ujmajortól É-ra lévő homokbányákban találjuk meg.) Helyenként homokköveket is találunk 5—10 cm vastag padokban (Kemenesmihályfa É-i kijáratánál, az út D-i szélén lévő árokban). Alárendelten szürkessárga agyagot is találunk (celldömölki téglagyár, Kemenesmihályfa ÉK-i kijárata, vönöcki temető mellett). A rétegcsoport pontos korát a benne talált ősmaradványok alapján sikerült rögzíteni. A kövületeket STRAUZ L. határozta meg.

Nemesszalók ÉÉNy-i kijáratánál, az út D-i oldalán lévő homokbányában a homok durvaszemű, világosszürke álrétegzésű, ebből származnak az ősmaradványok. A rétegre diszkordánsan települ a pleisztocénkori világossárga homok és kavics, majd elkülöníthetően a világosszürke homokos kavics. A felszínen 8—10 cm humuszos homok van. A pannon-homokból előkerült töredékek közül a *Tacheocampylaea dodereleini* BRUS., *Melanopsis* sp. alakok voltak meghatározhatók.

Ettől a lelőhelytől Ny-ra Bánhalmapuszta és Adorjánháza közti út K-i oldalán a 145,5 m-es Δ ponttól 250 m-rel K-re találjuk a másik lelőhelyet. Elhagyott homokbánya 2—3 m magas falából (szürkés, külső részén sárgás durvaszemű homok) *Melanopsis entzi* BRUS., *Planorbis grandis* HALAV., *P. cfr. cornu* L. *Helix* sp., *Tacheocampylaea dodereleini* BRUS. alakjait sikerült begyűjteni. A többi feltárások, bár csak kövülettöredékek ismereteseek, szintén a *Congerina balatonica* szintbe sorolhatók.

Levantei rétegek. Az idősebb levantei kort területünkön a bazalttufák képviselik. Ezeket a tufákat a Kemenesmagasi—Szergény közötti Magasi-hegyen a várkesző—egyházaskeszői és a Magyargencstől É-ra lévő kőbányákban találjuk. A kitörések korával többen foglalkoztak (LÓCZY sen., JUGOVICS stb.). A Kemenesmagasi bazalttufabányában (a Magasi-hegy K-i részén) a majdnem vízszintesen települt rétegek között szürke, durvaszemű kvarchomok 20—30 cm átmérőjű görgetegeit zárványként találjuk. (VARRÓK K. közettani vizsgálatai alapján ezeket a homokzárványokat pannon homoknak veszi.) Tehát ezek a vulkáni működések pannon utáni korát rögzítik. A kitörések nem koncentrikusak, hanem — ahogy ezt KRETZOI M. kifejti — egymásra majdnem merőleges törések találkozásánál törnek a felszínre ezek a vulkánok. (Kemenesmagasi hegy kitűnően szemlélteti.) Az Egyházaskesző, Várkesző, Magyargencs környéki tufaháton a Kemenes-plató fiatal levantei kavicsát találjuk. Ezt a kavicsot úgy vehetjük, hogy a tufahátat metszette, gyalulta le a fiatal levantei korban. Így a kitörések kora az idősebb levantei korba tehető.

Az egyházaskeszői bazalttufahát kiterjedésének nyomozása kiderítette, hogy az eddig különállónak vett Várkesző, Egyházaskesző, bazalttufa a Marcal mellékcsatornáig függ össze, majdnem vízszintesen települ 10—30 m vastag padokban. Magyargencstől É-ra a Hertelendi-major közelében lévő tufabánya környékén mélyített több akna adataiból kitűnik, hogy a bazalt-

tufa kiterjedése itt is jóval nagyobb, mint a feltárások alapján feltételezhető volt.

A fiatalabb levantei időkben a Kemeneshát vörösbarnás, vasas festésű durva, főleg lekerekített, helyenként szegletes kvarckavicsa rakódott le, lefelszerűen. A kavics vastagsága területünkön 1—6 m vastag, majdnem az egész Kemenesháton a felszín közelében van. Egyes helyeken kemény, 10 cm vastag paddá cementálódik össze (mangán cementálóanyag?). Sok helyen bányásszák, így Kemenesmihályfa Ny-i kijárata, Kemenessömjén ÉÉNy, Vönöck É-i kijárata és a vasút mellett a Gyesev-bánya, Kemenesmagasi ÉÉNy, Királykúti erdőtől É-ra több feltárásban, Kenyeritől Ny-ra, Rábakecskédtől D-re, Pápócnál a községben, Kemenesszentpétertől Ny-ra 1 km-re az út D-i oldalán és a községben, Csereerdőben több helyütt, Hertelendi-majornál, Sándormajornál és idesorolhatók a Klugmajor, Károlymajor, Radómajor környéki kavicselőfordulások is.

Kemenesmagasítól ÉÉNy-ra 500 m-rel a kemenespusztai szőlők alatt, a kis akácosban lévő kavicsbánya szintén feltárja ezt a kavicsot. A bánya 3—5 m meredek fala főleg sárgás homokból, helyenként vöröses, főleg világos kvarckavicsból áll. A bánya udvarán 80—120 cm hosszú, 10—30 cm átmérőjű kovásodott fatörzsdarabok hevernek. ANDREÁNSZKY S. *Quercus*-nak határozta meg.

Pleisztocén. A Kemeneshátat kivéve a kiemelt területeket mindenütt a pleisztocén kavics (a Marcal II. sz. terrasz) borítja. Színe a felület közelében sárgás, lejjebb világosszürke, főleg kvarc-, gyéren kristályos palakavicsból áll. A szántásban majdnem mindenütt előtűnik. A kavics vastagsága 20 cm—250 cm között változik. Több helyen bányásszák.

Holocén-pleisztocén képződmény a Kemeneshát DK-i lejtőjétől a Cinca—Marcalig húzódó lejtőtörmelék. Kavicsos, agyagos, sárga homok és a pleisztocén fedő vályog.

Az *óholocén*ben képződöttnek vehetjük a Kemenesháton és a Rábán túli részen lerakott futóhomokot. Ugyanez időre tehetjük a kemenesháti sarkoskavicsok képződését is.

A Vica—Beled—Szany környéki mocsári agyagok, a folyami agyagok, az ezeket elborító világosbarna homokos agyagok, a Marcal melletti tőzegek és a patakok jelenlegi hordaléka tartozik a *holocén*hez.

A tőzeg Magyargencs és Egyházaskesző határában, a Marcal völgyében nagy kiterjedésben van meg. Magyargencstől K-re az elhagyott tőzegtermelő gödrök bizonyossága szerint a tőzeg vastagsága 0,8—1,0 m között változik.

A Rába, Marcal és mellékpatakjainak feltöltései és egyes lefolyástalan területeken az iszapos-agyagos képződmények szintén holocének.

A terület terraszait tanulmányozva, megállapíthatjuk, hogy a Marcal terraszai közül itt már csak az egyes és kettes számú terrasz van kifejlődve. (II-es terraszt találunk Celldömölk, Külsővat, Nemesszalók, Kemeneshőgyész környékén.) A Rába terraszai közül a Kemenesháton D-en jól szétválasztható 7 terrasz itt egybeolvadt, egyenletes lejtéssel fokozatosan simul a Rába alluviális síkjába. A Nemesszalók környéki terraszroncsok is idesorolhatók.

Hasznosítható anyagok közül megemlíthetjük a kavicsot. (Kemeneshát levantei kavicsa; részben útkavicsolásra, főleg betonkavicsnak használható.) Az egész Kemenesháton nagy kiterjedésben van meg. Homok (Pannóniai homok építésre; Celldömölk környéke. Nemesszalók stb.) Bazalttufa. (Építkezésekhez kitűnően bevált; Kemenesmagasi, Egyházaskesző, Várkesző és Magyargencs—Hertelendi-major.) Agyag. (Celldömölk, Szany, Beled téglagyár. Ezek közül a celldömölki a legjobb.) Tözege. (Egyházaskesző, Magyargencs környéke. Vastagsága átlag 80 cm, kiterjedése ismeretlen.)

LES CONDITIONS GÉOLOGIQUES DES ENVIRONS DE BELED ET DE CELLDÖMÖLK

Par K. TREGELE

Morphologiquement, l'on peut séparer la partie au-delà de la Rába, le prolongement de NE du Kemeneshát et la vallée du Marcal. Du point de vue géologique, on peut délimiter l'horizon à *Congeria balatonica* du Pannonien supérieur, les tufs basaltiques levantins, les graviers fluviatiles pléistocènes le sable mouvant et le gravier holocènes inférieurs, l'éboulis et le remblayage fluviatile holocènes. Au territoire, il y a du gravier, sable, tuf basaltique, argile et une tourbière, en quantité utilisable.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЙОНОВ ДД. БЕЛЕД И ЦЕЛЛДЁМЁЛК

Калман Трегеле

С морфологической точки зрения отделямы за-рабский участок, северо-восточный отрог горы Кеменешат и долина реки Марцал. С геологической точки зрения возможно было отделять горизонт *Congeria balatonica* верхнего паннона, базальтовые туфы левантийского возраста, речный гравий плейстоценового возраста, древне-голоценовый сыпучий песок и гравий, как и голоценовую осыпь и речную насыпь. На данной территории в используемом количестве имеется гравий, песок, базальтовый туф, глина и одна торфяная залежь.

A NY-DUNÁNTÚLI TERRASZHOMOKOK ÉS BAZALTOK KÖZETTANI VIZSGÁLATA

Írta: VARRÓK KORNÉLIA

B e v e z e t é s

A Kisalföld 1950-ben megindult földtani újratérképezése az ország földtani térképének talán legelhanyagoltabb egységét vette vizsgálat alá.

Tekintettel arra, hogy az újvizsgálat 5—6, sőt több geológus munkájából tevődik össze, az egységes szemlélet kialakítása feltétlenül megkívánja, hogy a Kisalföld egészére vonatkozó kérdéseket ne részterületenként, hanem az egész területre kiterjedő egységes képben szemléljük.

E tekintetben két regionális kisalföldi—kisalföld-peremi kérdés merült fel:

1. A kavicstakaró és terraszok eredetének, korának és elterjedésének kérdése.

2. A bazaltvulkánosság kora, a tufaszórás és lávaömlés genetikai összefüggései.

Az első kérdés egyrészt terraszmorfológiai vizsgálatokat kívánt, másrészt ezek anyagának — SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR tanulmányaihoz D és K felé kapcsolódó — üledékes közettani feldolgozását. Enélkül nem vállalkozhatnánk arra, hogy a bakonyi kavicsterület folyami kavicsaival és homokjával történt összevetés alapján megkíséreljük a kisalföldi és somogyi—tolnai elsüllyedt masszívumok és környező kiemelt tömegek közötti genetikus kapcsolat tisztázását.

A munka második része a bazaltvulkánosság termékeinek közettani tanulmányozása volt.

I. A Rába, Zala és Marcal terraszainak és kavicstakaróinak üledékes közettani vizsgálata

1. Terrasz kutatások története

A Rába terraszainak tanulmányozásával legrégebben id. Lóczy L. foglalkozott. A legmagasabban fekvő kavicsszint, a katalinhegyi és ezüsthelyi kavicstakaró, szerinte mint egységes lepel fedte be a pannon térszint. A Kemeneshátat a Rába által átvágott törmelékkúp egy részének tartja. A Kisalföld nagy kavicstakaróit sívtag eredetűnek veszi, melynek keletkezése az Alpokhoz kötött.

CHOLNOKY szerint a Rába, Zala és Marcal kialakulása tektonikus okokra vezethető vissza. A Rába folyásirányára kb. merőleges DK—ÉNy-i irányú mellékfolyók

völgyeinek tektonikus eredetét hangoztatja. A Kemeneshátat a Rába és Marcal bevágódása között fennmaradt eredeti térszínnek tartja.

SÜMEGHY szerint a Kemenesplató levantei korú kavicsstakaró, mely a pannon homokrétegekre települ.

FERENCZI a terraszok keletkezését a hegységképződésre vezeti vissza. Szerinte csak két pleisztocén terrasz van. A Kemeneshát lepelkavicsának elterjedését állandó vízfolyásoknak tulajdonítja. A Rába melléke véleménye szerint gyűrt, brachiantiklinális szerkezetű. Az Ős-Zala egyik ága szerint Körmen felé tartott.

WINKLER—HERMADEN szintén a tektonikus terraszeredet mellett foglal állást. A hegységképző mozgások szerint egészen a jelenkorig tartottak és ezek okozták a völgyek asszimetrikus kialakulását és a terraszok egyoldalú kifejlődését. Az ezüsthégyi és katalinhegyi kavicsstakaró keletkezését a felső-pannon *Conger* *balatonica* szintjébe helyezi. A pliocén végén kialakul négy terraszszint, az ópleisztocénben a rábavölgyi főterrasz, a Kemeneshát kavicsa rakódik le. A főterraszt néhol fiatalabb szegélyterrasz kíséri.

SZÁDECZKY is a két pleisztocén terraszcsoporthoz csatlakozik. A Rába balparti mellékfolyóinak asszimetrikus völgykialakulását a folyómedrek lassú É-ről D-felé való csúszásával magyarázza. Ennek megfelelően D-felé mindig fiatalabb kavicslerakódásnak kell lennie.

PRINZ a Kandikó kavicsát a Mura által lerakottnak tartja.

STRAUSZ a Kemenesplatót a IV. sz. terrasznak veszi. Szerinte az ezüsthégyi és katalinhegyi kavicsstakarót a Mura rakta le a levanteiben.

LÁNG S. a Rábavölgyben 6—7 terraszt különböztet meg. Kéz A. a Zalán öt terraszt ismert fel, melyek közül a legidősebb a pliocén kavicsstakaróba vágódott be a pleisztocén elején.

Munkám az irodalmi adatok alapján a következőképpen tagolódott.

1. A SZÁDECZKY és WINKLER által csoportokban tárgyalt Rába és Ny-ibb kavicsrendszerek további felbontásához közzétani anyagot gyűjtöttem.

2. A Zala, Marcal és Ny-bakonyi terraszterületek anyagának új begyűjtése az egész Ny-dunántúli süllyedék pliocénvégi-negyedkori történetének tisztázása céljából.

2. Üledékes közettani vizsgálatok

A terraszok szintezése ásványtani és közettani különbségek alapján csak akkor lehetséges, ha a folyó vízgyűjtő területe időnként megváltozik, s ezzel együtt a hordalékanyag összetétele módosul. A vízgyűjtő terület megváltozásához erős hegységképző mozgások szükségesek. A Rába-terraszkialakulása idején nem volt olyan mértékű mozgás, mely a vízgyűjtő területet lényegesen megváltoztatta volna.

A Rába mai vízgyűjtő területén legnagyobb tömegben előforduló kőzet a gneisz, devon-mészkő és devon-pala. Ebből a kőzetösszetételből arra kell következtetnünk, hogy a Rába vízgyűjtő területe az idősebb terraszok keletkezése idején kis eltéréssel ugyanaz lehetett, mint a mai terület.

A hordalék összetétele csaknem 100%-ban kvarc, kvarcit és gneisz. A vízgyűjtő területen található devon-mészkő teljesen hiányzik — kevésbé ellentálló volta miatt — a kavicsanyagból, a devon-palák csak kis mennyiségben találhatók meg benne.

A kavicsanyag szemmagyság tekintetében igen változatos. Gyermekefj nagyságú görgetegekkel együtt igen gyakori a legfinomabb szemmagyságú homok és agyag.

A kavics igen változó mértékben *gömbölyített*. Aránylag ritkán fordul elő egyenletesen lekerekített, gömbölyű kavics. Ilyen darabokat csak a tiszta kvarckavicsok között találtam. Gyakran előfordulnak laposra koptatott kavicsok. Ilyen alakúak rendszerint a devon-palából és gneiszből származnak. Sokszor találunk a kavicsanyagban szabályosan 3, vagy 4 élűre koptatott «éleskavics» jellegű kavicsokat.

A kavicsanyag sokszor vörösre, barnára, feketére *színezett*. Ez a színezettség másodlagos repedések mentén hatol be a kavics anyagába. Főképpen az idősebb terraszok kavicsa nál figyelhető meg. A fiatalabb terraszok idősebb terraszokból származó, másodlagosan színezett kavicsai kilúgzás következtében elszíntelenednek.

A kavicsok anyaga alapján a Marcal terraszok elkülöníthetők a Rába és Zala terraszoktól. A Marcal kavicsai között mindig megtaláljuk a Magyar Középhegységből származó harmadkori kőzetek anyagát.

A Zala és Rába terraszai azonban sem egymástól, sem különböző kavicsszintekre nem különíthetők el a kavicsanyaguk alapján. Vizsgálataim — miután a kavicsanyag nem nyújtott megkülönböztető adatot — a homokos frakcióból indultak ki.

A homokból a szemnagyság szerinti elkülönítés után leválasztottam bromoformmal a nehézasványokat. A nehézasványok mennyisége 8 g anyagból 0,1—0,02 g volt.

A nehézasványok gyakorisági sorrendben: gránát, magnetit, turmalin, zöldamfibol, disztén, augit, diopszid. A könnyű frakció főleg kvarchól és muszkovithól állt.

Ásványtani leírás

Gránát. Kivétel nélkül halványrózsaszínű, éles, szögletes szemek. Valószínűleg valamennyi almandin, mely az alpi gneiszeknek gyakori ásványa. *Magnetit.* Változó mennyiségben jelenik meg; szemcséi teljesen idiomorfok. Az Alpokból származhatik.

Turmalin. Színtelen, halványbarna és kékes árnyalatú rövidebb vagy hosszabb oszlopokban fordul elő. Igen erősen pleokroos.

Zöldamfibol. Igen élénk pleokroizmusú. Vékony prizmákban fordul elő. Az alpi gneiszekből származhatik.

Disztén. Színtelen, ritkán halványkék. Jellemző, egymásra merőleges hasadási irányai jól megfigyelhetők. Hosszú, lapos kristályokban fordul elő.

Augit. Halványzöld, néha barna, rövid oszlopos kristályokban gyakori. Pleokroizmusa igen gyenge. Gneiszekből is származhatik.

Diopszid. Színtelen, ikerlemezes. Rövid prizmákban fordul elő, igen erősen kettőtörő. A hordalékanyagban ritka ásvány.

Ebből az ásványos összetételből arra következtethetünk, hogy a kőzet, amelyből ezek az ásványok származhatnak, csak gneisz lehetett, tehát a régi vízgyűjtő terület megegyezett a maival. A nehézasványok alapján történő szintezés így nagy nehézségekbe ütközik.

Vizsgálataimban a morfológiai különbségek alapján indultam el. A morfológiai alapon kimutatható legmagasabb kavicsszint felől haladtam az alacsonyabb szintek felé. Mint a legmagasabb szintben található kavicsanyagot, megvizsgáltam a Kandikó kavicsát és homokját. A kavicsok igen erősen koptatottak, egyenletes mogyorónyi szemnagysággal. Anyaguk kvarc és kvarcit. Kötőanyaguk csillámos homok, mely egyáltalán nem színezett. Ebben a homokban feltűnően sok nehézasványt találtam. A Kandikó homokja és kavicsa teljesen különbözött a Rába magasabb terraszainak homokjától és kavicsától. Főkülönbség a szemnagyságban látható, a Rábakavicsok túlnyomó többsége ugyanis igen nagy, ökölnagyságú vagy még ennél is nagyobb darabokból áll. Kötőanyaga erősen színezett agyag. Az idősebb terraszok kavicsainak színezettsége is ebből a vörös (limonitos) és barnás-lilás (mangános) festőanyagból ered. A Kandikó homokja inkább a fiatal terraszok anyagához hasonló, amelyek sohasem színezettek, kötőanyaguk is mindig laza, homokos.

Feltűnő különbséget találtam az idősebb és fiatalabb terraszok anyagában, a nehézasványok mennyiségében is. Az idős terraszokban a Kandikó nehézasvány mennyiségénél kevesebb, de még mindig nagymennyiségű nehézasványt találtam. Ezzel szemben a fiatal terraszokban keveset, egy-két esetben egyetlen nehézasványt sem. Ennek oka valószínűleg a fiatal terraszok anyagának többszöri szállitottsága, mely közben a kevésbé ellentálló ásványok elmállottak. Általános szabályként azonban nem állítható fel, hogy az idős terraszok homokja sok, a fiataloké kevés nehézasványt tartalmaz. Ez alól — a vizsgált mintákban kb. 5%-ban — kiugró eltérést tapasztaltam. A Zala III. sz. terraszából vizsgált anyagban pl. több nehézasványt találtam, mint a Kandikó homokjában. Ennek okát abban látom, hogy a nehézasványok a folyó egyes kanyarulataiban, torlatoknál viszonylag felszaporodnak.

II. Kisalföldperemi bazaltvulkánosság

1. Általános megfigyelések

A kemenesperemi bazaltok és bazalttufák vizsgálatának célja a bazaltvulkánosság hozzávetőleges korának megállapítása és a környező üledékekhez való viszonyának tisztázása volt.

Munkámhoz anyagot gyűjtöttem Kissitke, Gérce, Kemenesmagasi, Szergény, Egyházaskesző környéki bazalttufa előfordulásokból, ezenkívül a Kissomlyóról és a Sághegyről, ahol a bazalttufaszórás mellett bazaltlávaömlés is volt.

Magyarázatot kerestem arra, hogy mi az oka a tisztán tufaanyagból álló és a lávaanyagot is szolgáltató vulkánok keletkezésének. Ennek a magyarázata csak az lehet, hogy ezek a vulkánok egy központi magmafészekből származnak s a láva a szegélyi kitörésekig nem jutott el.

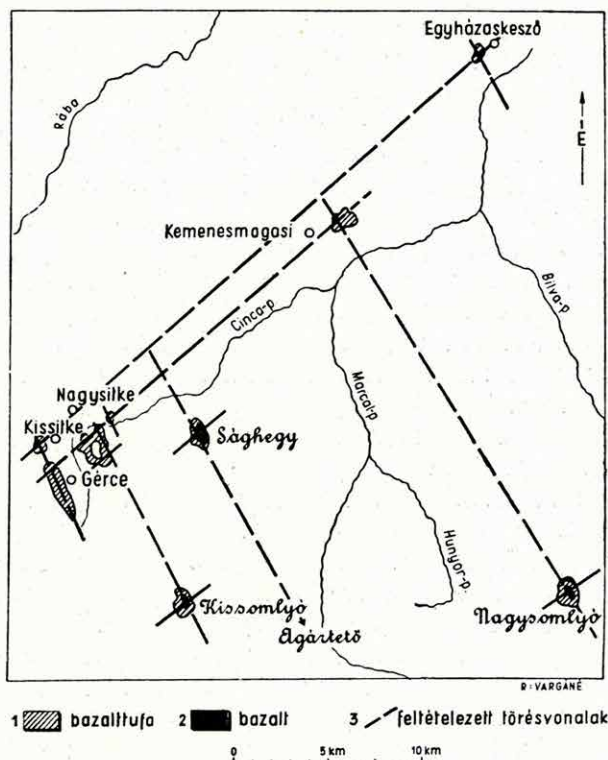
A gércei tufagyűrűtől ÉK-i irányban húzott egyenessel a térképen a tufavulkánok előfordulási helyei összeköthetők. Ettől a vonaltól DK-re található a bazaltlávát is szolgáltató vulkánok.

A tufavulkánok peremi helyzetűek. A bazaltlávaömlések ezek gyűrűjén belül helyezkednek el. Az egységes vulkáni működés központja DK vagy K felé lehetett, s itt szolgáltatta a nagy lávatömegű vulkánokat.

KEMENESPEREMI BAZALT ÉS BAZALTUFA ELŐFORDULÁSOK

SZERKEZETI VÁZLATA

SZERKESZTETTE: VARRÓK KORNÉLIA. 1950



Esquisse tectonique des occurrences de basalte et de tuf basaltique de la bordure du Kemenes

Par K. Varrók, 1950.

1. Tuf basaltique
2. Basalte
3. Lignes de faille supposées

Структурная схема месторождения базальта и базальтового туфа на окраине горь Кемеш.

Корнелия Варрок, 1950

1. Базальтовый туф
2. Базальт
3. Предположенные линии излома

A vulkánok az egymásra merőleges törésvonalak metszéspontjainál törnek a felszínre. A szabályos vulkán sorok elhelyezkedésének tehát szerkezeti magyarázata van.

2. Közettani leírás

Kissitke. A kissitkei templomtól D-i irányban húzódik a legnagyobb tömegű tufa, amely a Tacskánd-majornál a vasútvonal Ny-i oldalán folyta tódik a gércsei Újtelepen és Nemeshegyen.

A tufarétegek finomszemű sárga, valószínűleg pannon homokra települnek, kb. 180 m magas térszínen. A tufa és a pannon homok érintkezése a kissitkei templomdomb ÉK-i oldalán látható az útbevágásban. A tufa sok helyen nagy vastagságú, általában igen jól rétegzett, pados, táblás. Finomabb szemű tömött és durvaszemű laza, néha nagymennyiségű bazaltlapilliből és bazaltüveg törmelékből álló fajták rétegei váltakoznak. A tufa sokszor nagymennyiségű kvarchomokot tartalmaz. A homok helyenként annyira felszaporodik, hogy sárgás pannon homokréteget találunk a tufa közé települve. Mindez arra vall, hogy a tufa leülepedése vízben (tóban) történt s időközönként szünetelt. Igen sokszor találunk a tufában salakos bazaltbombát, bazalt és kisebb-nagyobb olivin-bombákat. A tufa gyakran tartalmaz megpörkölt pannon-homokkő és agyagzárványokat.

Mikroszkópos vizsgálattal megállapítható, hogy a bazalttufa bazaltüveg szögletes törmelékéből és palagonitból áll, melynek kötőanyaga finom vulkáni hamu. Benne különálló, nagy olivin kristályokat, kvarcsemekeket, ritkán muszkovit pikkelyeket és földpátdarabokat találunk. A bazaltüveg sötétbarna, benne mikroliteken kívül sokszor szépen fejlett, olivin kristályokat, földpátléceket, ritkán augitkristályokat találunk.

A tufaanyagban zárványként kis radiolarit darabot is találtam, melyben egy *Coenosphaera* faj volt meghatározható. Ennek alapján júra korúnak vehető. Ez érdekes adat a kemenesperemi pannon-rétegek alatti képződmények anyagáról és koráról.

A bazalttufán kívül egészen csekély lávaömlés jelzi a vulkáni működést, mely salakos bazaltot szolgáltatott.

Gércei tufagyűrű. A tufa, amint azt a Belsőhegy K-i csúcsán levő fel-tárásból megállapíthattam, közvetlenül a pannon-rétegekre települ, kb. 170 m magasságban. A tufában mért dőlési adatok szerint a gércei tufagyűrű minden egyes dombja külön-külön kis kitörési centrumból ered. A tufarétegek köpenyszerűen borítják az egyes dombokat. A tufagyűrű környékét és belsejét aprószemű kavicsréteg fedi.

A gércei tufagyűrű megjelenési formája beleillik az általános képbe. A gércei tufagyűrű kis csúcsai a Pethegy, a Külsőhegy DNy—ÉK-i, a Belsőhegy Ny-i és K-i csúcsai szintén DNy—ÉK-i irányú vonallal köthetők össze. Az erre merőleges irányokban is összekapcsolhatók az egyes csúcsok.

A gércei tufagyűrű tufái hasonlóak a sitkeihez, csak abban különböznek, hogy a változó szemnagyságú rétegek között feltűnően sok a daraszerűen málló, borsózöld színű tufa. Emellett megtaláljuk az egészen finomszemű tömött anyagú rétegekben is a zöldszínű tufát. Igen ellentálló kőzet. A tufarétegek vastagsága sok helyen tekintélyes, 15—20 m. Sok helyen van a rétegek között kisebb-nagyobb pannonkorú égetett homokkő, márgazárvány. Itt is megtaláljuk a tufa közé iktató sárgás, néha szürkés pannon homokszinteket.

Mikroszkóposan is kétféle változat különböztethető meg.

1. Egészen finomszemű, vulkáni törmelékből és apró bazaltüvegdarabokból álló anyagban kevés kvarchomokszem és muszkovit-pikkely található. Porfiroz elegyrészek nincsenek benne, csak egészen apró olivinszemek. Kötőanyaga CaCO_3 .

2. Törmelékes bazaltüveg és palagonit alkotja a kőzetet. Kötőanyaga ennek is CaCO_3 . A bazaltüvegben gyakoriak a porfiros olivinszemek és a földpátlécek. Az alapanyagban sokszor találhatók nagy kvarc, földpát és erősen elbontott olivinszemek.

A gércei tufagyűrűtől ÉK-re a DNy—ÉK-i vonal folytatásában találjuk a Battyánhegyet. Kavicsos térszínből alig kiemelkedő tufadomb, amelyen csak a tufatörmelék utal vulkáni jelenségre.

Kemenesmagasi—Szergény. A tufaelőfordulásokat összekötő DNy—ÉK-i vonal középső részén emelkednek ki a Marcal síkságából a kemenesmagasi—szergényi tufahalmok. Kemenesmagasi községtől K-re eső 146 m magasságú dombot tufa alkotja. Itt sokkal alacsonyabb térszínre hullott a tufa, mint a sitkei—gércei tufahalmoknál (kb. 110 m magasak). A környező terület kavicsal van borítva. Belőle emelkedik ki az ÉÉNy—DDK-i irányban elhelyezkedő, két szabályos kis vulkáni kúp. A tufát több köfejtő tárja fel 15—20 m vastagságban. A Magasi felé eső oldalon a tufa igen laza, K-i részén tömöttebb és ellentállóbb. Kötőanyaga kalcitos.

A tufa jórészt kisebb-nagyobb üveglapilliból áll és kalcitos kötőanyagú. Mézsárga palagonitot is tartalmaz. Az üvegben mikrolitok mellett nagyobb olivinkristályok találhatók. Az alapanyagban ritkán kevés muszkovitlemez is akad.

Egyházaskesző—Várkesző. A Rába és a Marcal szögletében a tufaelőfordulásokat összekötő vonal ÉK-i végén találjuk az egyházaskeszői és várkeszői bazalttufa előfordulásokat. Várkeszőn nem bukkan elő a bazalttufa a vékony kavicsstakaró alól, csak a temető környékén lévő feltárásokban találjuk meg sárgászöld, néha szürkés rétegekben.

Az egyházaskeszői tufaelőfordulás alig észrevehetően magasabb a térszínnél. Sok helyen bazalttáva törmeléket találunk a tufa törmelékéhez keveredve, de a bazalttáva kibukkanását sehol sem találtam meg. Az egyházaskesző környéki tufa éppen a rejtett bazalttáva telérek miatt erősen mozgott, állandó dőlésiránya nincs. Egyes helyeken csaknem függőlegesek a rétegek. Teljesen tömött bazalttufa, mely nem tartalmaz zárványokat.

A finom, egynemű hamu alapanyagban csak kevés nagyobb olivin és kevés kvarcsemese található.

Kissomlyó. A tufavulkánok vonalára merőleges DK-i irányú vonal mellett található. A gércei tufagyűrűvel kapcsolható össze. Itt az eddigi tufavulkánokkal ellentétben jelentősebb lávaömlés tapasztalható. A hegy legmagasabb csúcsa 220 m, tehát alig 80 m-rel emelkedik ki a környező, kavicsal borított térszínből. Tufarétegek alsó határa kb. 170 m magasságú. A tufa több köfejtőben kb. 10 m vastagságban van feltárva. A hegy Ny-i oldalán Ny-i és DNy-i dőlést mértem. A tufarétegeket nem teljesen fedi be a bazalttáva. A bazalttufa fölött, kb. 200 m magasságban pannon-korúnak látszó, kőületmentes homokfeltárást találtam. Az egész hegy felszínét beborítja elszórtan az aprószemű kvarckavics. A hegy É-i oldalán, egészen magasan, csaknem a láva magasságában kb. 30 cm vastagságú vörös, agyagos kötőanyagú, aprószemű kvarckavicsréteget találunk.

A tufa sárgászöld, sok helyen szürke. Durvább és finomabbszemű rétegek váltakoznak, azonban a tömött rétegek túlsúlyban vannak. A szürke

tufában már szabad szemmel is jól láthatók a bazaltüveg csillogó szemcséi. Mikroszkóp alatt a durvaszemű tufában főképpen fekete és zöldessárga bazaltüveg-lapillik láthatók. A finomszemű rétegben kevés üveglapilli van és dominál a finom hamuanyag, kvarcsezemekkel, apró földpáttörmelékkel, olivin és augitszemekkel, ritkán muszkovit-pikkelyekkel keverten.

A bazaltláva nem takarja be teljesen a tufát. Nagyobb részét hólyagos, kis részben tömött kifejlődésű, egyes helyeken oszlopos elválású. Vékonycsiszolatban augit és kevés olivin látható porfiros beágyazásként a vékony földpátlécek között. Sokszor találhatók benne üveges részletek, helyenként interszertális szövetű. Apatittűk gyakoriak.

A bazalttufa fölötti homokfeltárás üledékes kőzettani vizsgálata a homok pannon korára utal. Aránylag finomszemű, csillámos, sárgaszínű homok, a nehézasványok közül igen sok gránátot, zöldamfibolt, magnetit-szemeket és disztént tartalmaz. Nyoma sincsen benne a pleisztocén homokra jellemző vörös-agyagos kötőanyagnak.

A hegy tetején elszórt kvarckavicsok szemnagysága kb. megegyező a hegy É-i oldalán található vöröses kötőanyagú kvarckavicsal. Kora valószínűleg pannon, a hegy oldalában a vörös kötőanyagú kvarckavics pedig a hegylétekről származó kavicsanyag lehordásából ered.

A bazalttufa tetején lévő homokfeltárás, ha nem is ad teljes bizonyosságot a bazalt és bazalttufa koráról, de arról tájékoztat, hogy a vulkánosság a pannon időszakban lejtéződött.

Sághegy. Celldömölkötől D-re emelkedik ki a Sághegy a síkságból. Alapját pannon homok adja. A bányaművelés folytán feltárt részeken látható, hogy a pannonkori rétegekre sok helyen tekintélyes vastagságú tufa települ. Erre ömlött ki a nagytömegű bazaltláva. Ma már a bazalt legnagyobb részét elhordták, és csak a vulkáni kürtőkben folyik a művelés.

A tufa általában sárgás, néhol vöröses, legnagyobb részét likacsos, csak néhol találni építkezésre alkalmas, rétegekben fejthető tufát. Anyaga legnagyobb részét barna bazaltüvegtörmelék, palagonittal.

A bazalt intergranuláris szövetű. A nagy ikerlemezes földpátlécek között apró augit, olivin és magnetitszemcsék vannak apatittűkkel. Porfiros elegyrészként gyakoriak a nagy olivinkristályok, ritkábban augitok. Az olivinszemek sokszor erősen elbomlottak.

Összefoglalás

1. Keletalpi vízgyűjtőterületű, vagy ezek kavicsstakarójáról eredő kistalpi folyók kavicsanyaga összetételében regionális elválasztásra alkalmas különbségeket nem mutat.

2. Középhegységi eredetű Marcal kavicsanyaga az előbbiekből teljesen hiányzó mezozoikus-eocén anyaga révén megkülönböztethető.

3. Az egyes kavicsszintek viszonylagos korának eldöntésére a kavicsok kőzettani elemzése nem szolgáltat biztos adatokat.

4. A kavicsstakarók és terraszok kavicsai másodlagosan színezettek.

5. A kavicssterraszok homokjainak nehézasvány dúsulása általában egyenes arányban áll a terraszok korával.

6. Az idősebb kavicsok kötőanyagában nagyobb százalékban találunk finom agyagot, ez fokról-fokra kimosódik és a fiatalabb terraszok kötőanyaga leginkább homokos.

7. A Kandikó kavics- és homokanyaga mind összetételben, mind szemcsenagyság és görgetettség tekintetében élesen eltér az alpesi eredetű kavicstakaró és terraszok anyagánál tapasztaltaktól, igazolva az előbbiektől független eredetét és jóval idősebb korát.

8. A kemenesperemi bazaltvulkánosság kitörései a törésvonalak metszéspontjain helyezkednek el.

9. A Ny-i sáv bazalttufából áll, a K-i rész lávát szolgáltat. A magma-fészek központja K vagy DK felé lehetett és a vulkáni működés Ny felé csökkenő erősségű volt.

10. Az utóvulkáni hatások szénsavas forrásműködésben nyilvánultak.

11. A vulkáni működés nem állandó, hanem időszakos volt, és tufa-anyaga vízben ülepedett le.

12. A vulkáni működés a pannon végén zárult, amint ezt a kissomlyói bazalttufa feletti pannon feltárás és több helyen a tufa közé iktatott pannon-jellegű homokrétegek bizonyítják.

IRODALOM

1. FERENCZI I.: Geomorfológiai tanulmányok a Kis Magyar Alföld déli öblében. Földt. Közlöny LV. k. Bp. 1925.
2. HOFMANN K.: A Déli Bakony bazaltkőzetei. Földt. Int. Évk. III. k. Bp. 1875.
3. JUGOVICS L.: Az Alpok keleti végződése alján és a vasvármegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. Földt. Int. Évi Jel. 1915-ről.
4. JUGOVICS L.: Az Alpok K-i végződése alján és a vespriemmegyei Kis Magyar Alföldön felbukkanó bazaltok és bazalttufák. Földt. Int. Évi Jel. 1916-ról.
5. KÉZ A.: Újabb terraszmegfigyelések a Zala völgyében. Földr. Közl. LXX. k. 1942.
6. LÁNG S.: Geomorfológiai tanulmányok a Rába-völgyben. Hidr. Közl. XXX. k. 11—12. f. Bp. 1950.
7. LÓCZY L.: A Balaton környékének geológiája és morfológiája. A Balaton tudományos tanulm. eredm. I. k. Bp. 1913.
8. STRAUZ L.: Adatok a Vend-vidék és Zala geológiájához. Földt. Közlöny LXXIII. k. 1943.
9. STRAUZ L.: A Dunántúl DNY-i részének kavicsképződményei. Földt. Közl. LXXIX. k. 1949.
10. SÜMEGHY J.: Földtani megfigyelések a Zala-Rába közé eső területről. Földt. Közl. LXIII. k. Bp. 1923.
11. SÜMEGHY J.: A győri medence, a Dunántúl és az Alföld pannoniai üledékeinek összefoglaló ismertetése. Földt. Int. Évk. XXXII. k. Bp. 1939.
12. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geologie der rumpfungarländischen kleinen Tiefeben. Műszaki és Gazd. tud. Egyetem Közl. Sopron. 1938.
13. VITÁLIS I.: A balatonvidéki bazaltok. A Balaton tudományos tanulm. eredm. Budapest. 1909.
14. WINKLER—HERMADEN, A.: Geologisch-morfologische Beobachtungen in Süd-West Ungarn. Zentralblatt für Mineralogie. 1928.

L'EXAMEN PÉTROLOGIQUE DES SABLES DE TERRASSE ET DES BASALTES DE LA PARTIE OCCIDENTALE DU DUNÁNTÚL (HONGRIE OCCIDENTAL)

Par K. VARRÓK

L'examen minéralogique des sables provenant des terrasses des fleuves Rába, Zala et Marcal avait en vue l'élucidation de la possibilité de délimitation des terrasses de divers âge, sur une base minéralogique. Au cours des recherches, il apparut qu'à l'époque de la formation des terrasses, le régime des fleuves étant en gros identique à celui actuel, la constitution de minéral lourd est aussi identique et la concentration de minéral lourd est en proportion directe de l'âge des terrasses. Les terrasses de la Rába ont un régime alpin, les terrasses du Marcal ont un régime de montagne moyenne.

Les éruptions du volcanisme basaltique de la bordure du Kemenes se placent aux points d'intersection de lignes de faille de direction SO—NE et celles y perpendiculaires. La zone occidentale consiste en tuf basaltique, la partie orientale a fourni de la lave basaltique aussi. Le foyer de magma fut, probablement, vers E ou SE; la force de l'activité volcanique se diminuait vers l'O. L'activité volcanique périodique finit à la fin du Pannonien. Cette constatation est appuyé par le sable pannonien supérieur qui se trouve entre le tuf basaltique et, au Kissomlyó, au-dessus de la basalte.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕРРАСОВЫХ ПЕСКОВ И БАЗАЛЬТОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЗАДУНАЙСКОГО КРАЯ

Корнелия Варрок

Целью минералогического исследования песчаного материала, происходящего из террас рек Раба, Зала и Марцал, являлось выяснение возможностей горизонтирования террас различного возраста на минералогическом основании. В течение исследований было выявлено, что так как водосборная площадь во время образования террас в общих чертах была идентична с настоящей, состав тяжелых минералов тоже был идентичен, и что обогащение тяжелыми минералами находится в прямом отношении с возрастом террас. Террасы рек Раба и Зала имеют альпийские, а террасы реки Марцал среднегорные водосборные области.

Извержения базальтового вулканизма окраин гор Кемеш располагаются у точек пересечения ЮЗ—СВ-ных, как и перпендикулярных на них линий излома. Западная полоса состоит из базальтового туфа, восточная часть предоставляла и базальтовую лаву. Гнездо магмы вероятно находилось в восточном или юговосточном направлении; сила вулканического действия к западу уменьшается; периодическое вулканическое действие закончилось на конце паннона. На это указывает верхне-паннонский песок, встречающийся среди базальтовых туфов, а на горе Кишшомльо над базальтом.

FÖLDTANI VIZSGÁLATOK MÁZA ÉS VÁRALJA KÖRNYÉKÉN

(XXVII., XXVIII. sz. melléklettel)

Írta: WEIN GYÖRGY

Vizsgálataimat az IFJ. NOSZKY J. 1947. és 1949. évi felvételei közt kimaradt, É—D-i irányban húzódó területen végeztem.

Ezen a területen két földtani egység ismerhető fel. Az É-i részen K—Ny-i irányban húzódik az *É-i mezozói pikkely*, melyben az alsó-liász kőszéntelepes csoport is jelen van. A terület *D-i részét* viszont *nyugodt településű*, D felé dőlő mezozói rétegsor alkotja, amelynek mélyebb részein várható az alsó-liász kőszéntelepes rétegsor. A két egységet a helvétii tenger édesvízi és sekélytengeri rétegsora köti össze.

A rétegsor legmélyebb tagja a *középső-triász coenothyrises*, dolomitos mészkő, az É-i pikkelyben kerül felszínre. A váraljai kőbánya udvarának É-i, már felhagyott részén egy dús kővületes padja is megfigyelhető.

A DDNy-i irányban 45°-kal dőlő mészkősorozat fokozatosan szürkésbarna, puhább, lemezes márgakőzbetelepülésekkel váltakozó lemezes mészkőbe megy át. Ennek vastagsága csupán 30 m. Mivel a wengeni paláának megfelelő helyzetű, azzal egyidős, de más kifejlődésű képződménynek tekinthetjük. Jellegzetes *wengeni palák* az É-i pikkelyben sehol sincsenek.

E márgás-mészkőves rétegek fölött erősen meggyűrűt, de rendes településű, jellegzetes vörös és zöld, finom homokos *raeti* palás *agyag* és *homokkő* következik. Vastagsága gyűrűt-elfent volta miatt csak hozzávetőleges pontossággal állapítható meg 30 m-ben.

A tarka palák felett durva, világosszürke, helyenként *arkózás homokkő*ek váltakoznak vékony, szürke agyagpalákkal, majd *vékony kőszén-szinórok* jelzik a liász szénfekvő homokkőcsoport legalját. Utóbbi fokozatosan megy át a *kőszéntelepes csoportba*, így felső határa és vastagsága sem állapítható meg pontosan.

Az É-i pikkelyben *Váralja* környékén elég nagy területű az *alsó-liász* kőszéntelepes csoport. A kőszéntelepek számos felszíni kibúvása törmelékük vagy a fekete kőszenes agyagnyomok alapján állapítható meg. Mind a mázai, mind a régi váraljai és karolinai bányászat telepei hegységszerkezetileg igénybevettek, összepréseltek; így az eredetileg is kiékelődő telepek még kisebb darabokra szakadtak. Mind csapás-, mind dőlésirányban igen szeszélyes vastagságúak, sőt teljesen ki is ékelődnek. A kőszén a szerkezeti mozgások következtében a kőzbetelepült meddő rétegekkel annyira összegyűrűdött, hogy elkülönített fejtésük rendszerint nem lehetséges. Ez a főoka, hogy az É-i bányák, elsősorban Máزابánya kőszene, igen nagy hamutartalmú.

A köszénösszlet jellegzetes közete még a világosszürke és szürke, finomabb-durvább homokkő; gyakori az arkozás homokkő is. A telepeket elválasztó meddő rétegsor ezenkívül szürke palás agyagokból és fekete köszénpalából áll. Elég sok helyen figyeltem meg ezen a területen szferosziderit-rétegecskéket is.

A *köszénfedő homokkőcsoport* ezen a területen — valószínűleg szerkezeti okok miatt — a felszínen már nem figyelhető meg. Ez a szürk-világosszürke, helyenként arkózás homokkőcsoport, mely már *gryphaeás* agyagmárga közbetelepüléseket is tartalmaz, a szászvári D-i fúrásokban, felszínen pedig a *szászvári* területen van feltárva. Vastagságuk 160—180 m-re tehető.

A *fedő márgacsoport* rétegei (kemény, szürke, helyenként finom homokos agyagmárga) a váraljai kőbányán keresztülfolyó patak jobb ágának felső részén É-i irányban a köszéntelepés csoport közeteivel érintkeznek. Legmagasabb padjai a Farkasárok vöröcsér-környéki részén észlelhetők, ott, ahol a legmélyebb liásztágok jutnak a felszínre. Teljes vastagságuk 250—300 m.

A fedő márgacsoport fölfelé egyre több szürkefoltos márgaközbetelepülést tartalmaz. Szürkefoltos márgák váltakoznak benne finomszemű szürke, igen kemény homokkővekkel, lemezes, finoman homokos márgás részekkel, foltosszürke mészmárgás közbetelepülésekkel. Magasabb padjaiban szép *Ammonites*-faunák találhatók. Mélyebb rétegeiből csak *Belemnites*eket sikerült gyűjtenem. Vastagságuk a Farkasárok-i szelvényben 800—900 m.

Éles határ következik fölfelé, a *felső-liász foltos márga*, amelyben uralkodnak a kissé puha, finoman homokos, lemezes, foltos márgák, helyenként *krinoideás* mészkőpadokkal. Vastagsága a Farkasárokban 100—150 m.

Az 50—80 m vastag *alsó-dogger márgák* sötétszürke, helyenként finom homokos közbetelepülésekkel fejlődnek ki a felső-liász foltos márgákból. A dogger márga románcement gyártására való felhasználását a CaCO_3 -ban gazdag közbetelepülések megghiúsították. A Farkasárok völgyrendszerében e rétegek gazdag *Ammonites*-faunát zárnak magukba.

A mindinkább kimélyülő *középső-dogger* tengerben szürke, simatörésű, foltos *mészkővek* üledtek le. Bár az átmenet itt is fokozatos, a határt elég élesen meg lehet állapítani. Ebből a rétegsorból már csak néhány darab kővéletet sikerült gyűjtenem. A farkasvölgyi szelvény szerint e rétegek vastagsága 60—70 m.

A *felső-doggernek* mindhárom emelete felismerhető ebben a szelvényben.

A *bathoni* vörösgumós márgáinak vastagsága 10—15 m. A felette települő vastag tűzköves, kovasavas, mangános márgák a *kallöviba* tartoznak. Vastagságuk 200 m körüli. Az *oxfordit* zöldesfehér-rózsaszínű kristályos lemezes mészkő képviseli. A tűzkőgumók gyérebbek, barna és rózsaszínűek, ritkán *Aptichus*okat tartalmaznak. Vastagságuk 100 m.

A *felső-júra* alsó részét (*kimmeridgeit*) gumós, fehér, helyenként rózsaszínű mészkő képviseli. Kővéletek híján koruk, rétegtani helyzetük és a zengővárkonyi analógia alapján állapítható meg. Vastagságuk 40—50 m.

A Farkasárok kezdeténél, illetve már a Kisújbanai-völgy vízválasztógerincén jelenik meg a *tithoni* simatörésű fehér mészkő, kizárólag világosbarna tűzkővekkel. Vastagságát nem lehetett megállapítani.

Váralja környékén hiányzanak a *kréta* üledékes tagjai. Az É-i pikkely kőszénteleges csoportjában gyakran találkozunk azonban barnán mállott, általában gömbhéjas elválású *trachidolerittel*. A Farkasárok középső-liász foltos márgái közt és a Nagyhegy K-i lejtőjén is felszínre bukkan. Igen szép, sötét, üde kifejlődésű *fonolit* figyelhető meg a Somlyón. A trachidoleritok jellegzetes, fekete, erősen bázisos, limburgitos fajtája bukkan ki a Farkasárok és a Kisútbányai-völgy közti vízvásalstón.

Az alsó-krétától a *helvétiiig* szárazulat volt Váralja környéke. A vastag és egészen durva, helyenként *kongériás* padokkal tarkított, *helvétii* konglomerátum szögeltéréssel települ a júra rétegekre. Fölötte igen jellegzetes, 10 m vastag, fehér, tömött biotitos dacittufa települ, majd már valamivel finomabb kavicsos-homokos és tarka (vörösesharna-zöldes) agyagokkal váltakozó, helyenként konglomerátumos rétegsor következik. Ez az alsó dacittufa alatti konglomerátumoktól főleg abban különbözik, hogy zárványai közt már nem uralkodik a trachidolerit. Ennek a magasabb kavicsos-tarkaagyagos rétegsornak vastagsága 500—600 m-re tehető. Fölötte — éles határ nélkül — finomabb, főleg kavicsos homokból és tarkaagyagból álló rétegsor települ. Vastagsága 230 és 1200 m közt ingadozik, aminek valószínűleg az az oka, hogy a magasabb finomabb kavicsos-homokos tarkaagyagos összlet helyenként nem különíthető el a mélyebb konglomerátumos, tarkaagyagos csoporttól s így vastagságuk összegeződik. A felső édesvízi konglomerátumos-homokos-tarkaagyagos rétegösszletet a *helvétii* emelet tengeri eredetű, ú. n. «dobostorta» összlete követi, amelybe szürke, vékony tufasávos, halpikeklyes, levelesen elváló puha agyagmárgák tartoznak, legalsó részükben — a Pocsétásárookban — vékony barnakőszéntelegekkel. A tortónai rétegek ellenben hiányzanak a vizsgált területen.

A *pannóniai emeletbe* a középső-triász mészkő lepusztulási felszínére települt, vékony szürke, finom homokos agyagmárgák és kavicsos-homokos rétegek tartoznak. Ezeket tárta fel a váraljai tanáczház melletti, 203,30 m mélységű eredménytelen vízfúrás is. A kút 100,3 m-nél 14,50 m depresszió mellett mindössze 9 l/p vizet adott. 203,30 talpmélységnél a nyugalmi vízszint 7,40 m-ről 26,60 m-re süllyedt. Valószínűleg a mélyebben harántolt finom homokok nyelték el a magasabb rétegek csekély vizét is.

A *pleisztocént* vastag átmosott és valódi lösztakaró, a *holocént* a völgytalpak áradmánya képviseli.

A terület kőzetei a *kréta* folyamán gyűrődtek meg először. A *helvétii* rétegsor hosszú szárazulati időszakokban letarolt felszínre települ. Abból, hogy a mezozoikum a Farkas-árookban jelenleg enyhén D felé dől, az egykor vízszintesen reátelepült *helvétii* rétegsor viszont 25—30°-kal dől É felé, az következik, hogy a mezozoikum a *helvétii* rétegsor lerakódása idején jóval meredekebben dőlt D felé, mint jelenleg. Valószínű az is, hogy a *helvétii*-előtti lepusztulási felület jelenlegi dőlése meredekebb, mint a *helvétii* rétegek dőlése; tehát legalább 35—40°. A D-i kőszénterületek kutatásánál erre figyelemmel kell lennünk. Az É-i pikkely meredek feltolódása már a *helvétii* üledékképződés után következett be. Vadász szerint ezek a mozgások a pontusi-pannon folyamán végbement rhodáni fázisnak tulajdoníthatók. A váraljai mészkőbányában észlelt, enyhén É felé dőlő, eltérő településű

pannóniai rétegek azt látszanak bizonyítani, hogy az É-i pikkelyt kialakító hegységképződés legfeljebb az alsó-pannóniai rétegeiket mozdította ki, a pannon magasabb részeit azonban már csak igen gyengén, mindenesetre csak egy második fázisban érte, mely az előzőnél jóval gyengébb volt. Természetesen ebből az egyetlen előfordulásból még nem lehet az egész Mecsekre érvényes következtetéseket levonni.

Az É-i pikkely D-i, homloki része tehát meredek, átlagosan $70-60^\circ$ -os, K—Ny-i csapású rátelődési vonal mentén a helvétai rétegsorra tolódott fel. A váraljai kőbányától D-re lévő, közbecsipett raeti tarka pala és kaolino-sodott biotitos dacittufasáv arról tanúskodnak, hogy É felé irányuló pikkelyeződés mentén alakult a fenti rétegek jelenlegi rendellenes helyzete. A gyengén meggyűrűt helvétai rétegsor az É-i pikkely és a D-i (kisújbányai) szinklinális közt feltételezhető mezozói boltozat lepusztult magja helyén foglal jelenleg helyet. Az alján található trachidolerit-, gránit-, kvarcit- és mezozói zárványok arra utalnak, hogy az egykor összefüggő boltozat magjában esetleg még a gránit is felszínre bukkant a helvétai tenger abráziós működésének hatására. Ezt majd azok a kőszénkutató fúrások döntik el, melyekkel fokozatosan feltárjuk az ismert D-i szárny felől a helvétivel le-takart területet. A helvétai rétegek a két mezozói egység közti teknőben gyengén összepréselődtek. Gyűrődésük valószínűleg az É-i pikkely felnyomódásával egyidejű. A D-i mezozói szárny egészen nyugodtan, $20-30^\circ$ -os átlagos dőléssel D felé bukik le. Helyi gyűredezettségtől eltekintve a Kisújbánya és Farkasárok közti vízválasztóig a mezozói rétegek nyugodt településűek. Csupán a Somlyó fonolittömege befolyásolja károsan a területet kőszénföldtani szempontból.

A régi adatok és a karolinai kutatóvágatok eredményeiből arra a következtetésre kell jutnunk, hogy a jelenlegi mázai bányával feltárt telepek K-i irányban folytatódnak. Egészen a karolinai területig lényegileg velük azonos kifejlődésű és minőségű telepeket várhatunk. Karolina felé a telepek általánosságban elvékonyodnak, de azért még mindig akad köztük fejtesre érdemes. Ha figyelembe vesszük a nagymányoki szinklinális Ny-i irányba húzódását, azt kell feltételeznünk, hogy az É-i pikkely váraljai részén a kőszéntelepes csoport szinklinálisba van gyűrve. Ennek értelmében a kőszéntelepes csoport mintegy 300 m mélységig, vagyis a térszín alatt 500 m mélységig terjedhet. Ez a megállapítás nemcsak a nagymányoki szinklinális hasonló kifejlődéséből, hanem a váraljai mezozikum szerkezetéből is adódik.

A váraljai D-i mezozói szárnyban a helvétai rétegek kimosási határán az alsó-liász kori fedő márgacsoport legmagasabb tagjai bukkannak ki. Ismerve a Szászvár D-i fúrások szelvényéből is ifj. Noszky J. szászvári felvételéből a fedő márgacsoport ($250-300$ m) és a szénfedő homokkőcsoport ($160-180$ m) vastagságát, a felszíni dőlésviszonyok alapján kiszámíthatjuk, hogy ezen a helyen mintegy 500 m körüli mélységben érhetjük el a kőszéntelepes csoport legfelső részét. Ha a kőszéntelepes csoport teljes vastagságát 400 m-nek vesszük, úgy kb. 1000 m mélységben harántolhatnánk az egész kőszéntelepes csoportot.

A váraljai mészkőbányától D-re, a patak völgy jobb oldalán kaolino-sodott dacitos tufa bukkan felszínre. Ez a dacittufasáv szerkezeti sík mentén

a középső-triász dolomitos mészkő rétegei közé van csíptetve. Vastagsága tehát igen bizonytalan. A nagymányoki Szarvastáróban hasonló kaolinosodott dacitos tufát bányásztak egykor a pécsi Zsolnay-gyár részére.

Váralja D-i végén a völgy jobboldalán kb. 10 m vastagságban feltárt biotitos dacittufa szilárd, könnyen faragható és fejthető építőkö. Hasonló biotitos dacittufarétegek vannak a mázai völgy jobboldalán is.

A Somlyóhegy sötétszürke üde fonolitja jóminőségű útburkoló kő.

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LES ENVIRONS DE MÁZA ET VÁRALJA

Par GY. WEIN

Au territoire, on peut reconnaître deux unités géologiques: 1° écaille mésozoïque septentrionale de direction E-O qui contient un groupe à laies de houille. 2° Ensemble mésozoïque méridional incliné vers de Sud, à un gisement plus reposé. Les deux unités sont réunies par des sédiments helvétiques. Le membre le plus inférieur de la série au N, est le calcaire liassique moyen à *Coenothyris* qui se présente, dans l'unité du S, dans un faciès de schiste wengenien hétéropique. L'argile schisteuse rhétienne plissée, le grès, le grès à arcose, les schistes argileux à minces bandes de houille qui se trouvent au-dessus de celui-là donnent une transition graduelle vers l'ensemble liassique à laies de houille, qui peut être suivi à la surface aussi, dans l'écaille du N aux environs de Váralja, dans un territoire considérable. Le groupe de grès du toit y manque, on ne le trouve qu'au territoire de Szászvár, en 160 à 180 m d'épaisseur. On estime l'épaisseur du groupe de marne de couverture de 250 à 300 m. Au-dessus de celui-ci, il gît un ensemble marneux à *Ammonites*, épais de 800 à 900 m. Après la marne tachetée et le calcaire à Crinoïdées qui s'y suit avec une limite nette, se trouvent les calcaires de couleurs diverses des formations de Dogger que l'on peut diviser en parties inférieure, moyenne et supérieure. Le Jurassique supérieur est représenté par le calcaire nodulaire kimméridgien et par le calcaire blanc tithonique en 40 à 50 m d'épaisseur. Les trachydolérites et les phonolithes du Crétacé se trouvent surtout dans l'écaille septentrionale. Les formations sédimentaires du Crétacé manquent. Depuis le Crétacé inférieur jusqu'à l'Helvétien le territoire s'est élevé. Sur les formations jurassiques, l'ensemble helvétique à tuf et conglomérat gît avec une discordance d'angle. Il est épais de 230 à 1200 m. L'étage tortonien manque, au territoire.

Les couches marneuses, sableuses, caillouteuses du Pannonien gisent sur la surface dénudée du calcaire triasique moyen.

Le Pléistocène est représenté par le loess épais qui est d'une part autochtone, d'autre part hétérochtone.

Le premier mouvement orogénique considérable s'est passé dans le Crétacé. La formation de l'écaille septentrionale est le résultat de la phase orogène rhodanienne. L'aile mésozoïque méridionale, sauf quelques plissements locaux, est de gisement reposé.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНАХ ДД. МАЗА И ВАРАЛЯ

Дьёрдь Вейн

На территории можно отделять две геологические единицы: 1. мезозойскую чешую с простираием В—З, содержащую северную группу каменноугольных залежей, 2. южную, более спокойно залегающую мезозойскую свиту, падающую к югу. Эти две единицы связываются гельветскими осадками. Самым глубоким членом свиты на севере является средне-лейасовый ценотирисовый известняк, который в южной единице появляется в гетеропической венгерской сланцевой фации. Рэтская сланцевая глина, песчаник, аркозовый песчаник, глинистые сланцы с тонкими шнурами каменного угля, залегающие над ним, дают постепенный переход к лейасовой свите с угольными залежами, которая в северной чешуе, в окрестности д. Варалья прослеживается на поверхности на большой территории. Кровельная песчаниковая группа здесь отсутствует, она известна только на сасварской территории мощности в 160—180 м. Мощность кровельной мергелистой группы может быть оценена на 250—300 м. Над ней залегает песчаная, мергелистая свита мощности в 800—900 м, содержащая аммониты. После залегающих над ней с резкой границей верхне-лейасовых пятнистых мергелей и криноидового известняка, мощности в 100—150 м, залегают известняки различного цвета догерских образований, расчленяемые на нижнюю, среднюю и верхнюю части. Верхняя юра представлена киммериджским клубневым и титонским белым известняком мощности в 40—50 м. Трахиолериты и фонолиты мелового периода прослеживаются главным образом в северной чешуе. Осадочные образования мелового периода отсутствуют. С нижнего мела до гельветского яруса территория поднималась. На юрские образования угловым несогласием залегает гельветская туфово-конгломератовая толща, мощность которой равна 230—1200 м. Тортонский ярус на территории отсутствует.

Мергелистые, песчаные и гравелистые слои, относящиеся к паннонскому ярусу, залегают на смытую поверхность средне-триасового известняка.

Плейстоцен представлен мощным, отчасти переносенным, отчасти автохтонным лёссом.

Первое значительное горообразующее движение происходило в течение мелового периода. Сформирование северной чешуи является результатом роданской орогеновой фазы. Южное мезозойское крыло, помимо местной складчатости, имеет спокойное залегание.

A ZIRC, OLASZFALU, EPLÉNY ÉS BAKONYBÉL KÖZTI TERÜLETEN VÉGZETT KUTATÓMUNKÁLATOK

Írta: ZALÁNYI BÉLA

Kiküldetésem célja a zirci, eplényi, tési, tunyokhegyi, pereii *apti ostreás-orbitolinás üledékcsoport* tanulmányozása volt. A természetes feltárásokban végezhető anyaggyűjtések alapján, különösen az apti ostreás-orbitolinás csoport agyagmárga tagjában előforduló igen jellemző és változatos *ostracoda*-faunáinak rétegtani szerepét kellett tisztázni.

Észak-Bakonyban az apti agyagmárga komplexus üledékei Zirc környékén mutatják a legteljesebb rétegsort, a fekűt alkotó *ostreás-orbitolinás* mészkő és a fedő urgonfáciesű *requieniás-agriás* mészkő között. A barremi bauxittestekre települt apti ostracoda-faunák az eddigi közlésekkel szemben több szintben igen jellemző és változatos képet mutatnak. Így részletesebb, regionális megismerésük nemcsak őslénytani, hanem rétegtani szempontból is fontos tájékoztató lehet. Az apti ostracodás agyagmárga üledékek a zirci Pintérhegy és Tündérmajor közti árokrendszer területén összefüggően fejlődtek ki.

A Kő- (most Jókai-) utca folytatásába eső, több m vastagságban löszszel és lejtőtörmelékkel takart árokban néhány ponton feltárt agyagrétegeket az agyagösszlet középső részébe eső kékes agyag, alatta rozsdafoltos barna agyag és egy közbetelepült palás elválású, kemény, szürkésfekete, kövületű agyag képviseli. A vizesárok további, a tündérmajori vízválasztóig követhető szakaszában már az *orbitolinás*- és *requieniás* mészkőtörmeléke annyira betakarja a medret, hogy az agyagmárgatag magasabb része csak két ponton hozzáférhető, mégpedig a három vályús forrás közelében. Az ároknak fölfelé elágazó részeit követve, az ÉNy-i ágba lévő kis forrásig az agyag még nyomozható, de már feljebb a vízválasztóig a Ny-i ágba is a medret a *brachiopodás* márga, az *orbitolinás* mészkő és a *requieniás* mészkő darabjai teljesen betakarják. A Tündérmajor alatti vízgyűjtőmű közelében, az árkos hajlatokban az agyagcsoportba települt *ostreás* mészkőbreccsa darabjai hevernek. Feljebb pedig már szálaban a *requieniás-agriás* mészkő bukkan ki. A Kő-utcai vizesároknak a Tündérmajorhoz vezető útmenti elágazásában csak a vályús kút szomszédságában kerül felszínre az agyagréteg; a feljebb eső részében a különben sekély árokmedret több m vastagságban lösz és lejtőtörmelék fedi.

Az *apti* agyagmárga üledékek a zirci Téglaház, az Istenes-féle malom környéki árkok, valamint a Cuhapatakna az olaszfalui vasúti állomásig

a felső zóna magasabb szakaszában kimutatható faunák szegényes kifejlődésére enged következtetni.

Az Eplény I. sz. kutatófúrást a 428,5 mag. ponttól D-re, a 429,53 mag. ponton telepítették. Itt az apti üledék összetétét 34,25 m vastagságban harántolták. Összehasonlítva a herendi kifejlődéssel, az apt itt is három zónára tagolható. Az alsó zónára (22,00—42,45 m) a *Candona* és *Darwinula* nembe tartozó (jelenben csak édesvízben élő) fajok gyakorisága a jellemző. Az ismétlődő ingressziós hatások nyomán édesvízi, vagy szub-brakk társulások alakultak itt ki. Megmutatkozik az már abban a körülményben is, hogy a nagytermetű *Archicypris* és más nembe tartozó, szintén nagytermetű fajokkal jellemezhető szürke meszes agyag alatt, a *Metacypris cordata* JONES-hez igen közelálló alakokon kívül *Darwinula* cfr. *leguminella* FORB., a gyakoribb *Gomphocythere baconica*, *Cytherella*, *Cytheridea* fajok társaságában, főleg a *Candona* nembe tartozó fajok játszanak nagyobb szerepet. Az alsó zóna közepe táján az *Archicypris* és más nagytermetű fajok viszonylag csak rövid időszakon át éltek. E zóna felső részében főszerepet a *Candona* és a *Darwinula* fajok játszik, míg a *Gomphocythere baconica*, a *Metacypris* és *Orthonotacythere* fajok teljesen háttérbe szorulnak. A középső zónára itt is a *Gomphocythere baconica* tömeges megjelenése a jellemző, míg a *Darwinula leguminella* FORB., *Procythere* cfr. *tricastata* TRIB., a *Cytherella*, *Orthonotacythere*, *Cythereis*, *Loxoconcha*, *Candona* és *Cytheridea* fajok már csak igen gyéren mutatkoznak. A felső zónában továbbra is konstans fajként, a társulások organizációjában azonban egyre hanyatló szerepet játszik a *Gomphocythere baconica*, melynek társaságában *Paracypris acuminata* ROTH, *Cytheridea* (*Haplocytheridea*) *clunicularis* TRIB., továbbá a *Cytheridea*, *Eucythere*, *Cytherella*, *Pontocypris* és *Cythereis* gen.-ba tartozó fajok, a *Cytheridea* alakok kivételével csak igen gyér egyénszámban mutatkoznak. A plasztikus sötétszürke és zöldeskék, valamint meszes kemény agyagból álló dörzsbreccsa (41,00—42,45 m). *Munieria baconica* HANTK. és *ostrea* héjtöredékekkel, az apt legalján fekvő üledékek. A mezozói rögök közti medence-szakaszban, itt valószínűleg a barremi után, a malm üledékek törmelékanyagából képződött e strand-litorális felhalmozódás. Erre 1,45 m vastagságban márga-agyag tolódott (talán a barremi sublitorálisából). Az apti legalján kimutatható igen kevert anyag összetétele is arra vall, hogy e réteg helyzete tektonikus mozgás eredménye.

A herendi és eplényi apt tengeri-, elegendes- és csökkent elegendesvízű térségeiben lerakódott partközeli üledékek, az eddigi vizsgálatok szerint fokozatosan átalakuló *ostrea coda*-faunáival, egységes biostratigrafiai helyzetre utalnak.

A *Gomphocythere baconica* összevont gyakorisági értékei:

Az egymást felváltó faunákban a *Gomphocythere baconica* gyakoriság és szóródás értékei egyelőre csak helyi megállapításnak tekinthetők. Ha azonban az egyes üledéktípusokra és azok szerinti faunaváltozásokra is tekintettel vagyunk, akkor a társulásoknak ismételt reorganizációval való kifejlődésére következtethetünk. Az apti agyag-márga csoport mind a három zónájának legállandóbb faja a *Gomphocythere baconica*, mely tekintve a

Fúrás helye	Apti agyag-márga csoport zónái								
	Alsó zóna			Középső zóna			Felső zóna		
Herend I/A. sz.	37,55—42,90 m			29,58—37,55 m			17,62—29,35 m		
	—	413	—	2020	137	40	—	7	3
Eplény I. sz.	22,00—42,45 m			18,00—21,00 m			8,20—18,00 m		
	56	42	8	67	389	895	5	26	8

formaváltozásait és diszperzióját, valószínűleg az egész medenceszakaszra nézve vezető karakterfajnak fog bizonyulni s nem kétséges, hogy jellemző eurytherm és euryhalin alak.

Az É-i Bakonyban az apti agyag-márga csoport különféle üledékei Zirc környékén vannak a legteljesebb kifejlődésben. A zirci Pintérhegy (487 m) és a Tündérmajor (486 m) közti árokrendszerben reméltem az agyag-márga csoport üledékeit összefüggő szelvényben megállapítani. A több m vastagságban lösszel, lejtőtörmelékkel borított árkokban csak néhány ponton sikerült az apti felső zónába tartozó kék agyagból gyűjtenem. Az Új-utca irányában, Ny-ra az árok első kanyarulatában szürkés-fekete, kalciteres, palás elválású, kemény agyag bukkan ki, telve *Gastropodák* fehérre mállott héjmaradványaival. Felette kb. 50 cm vastagságban rozsdafoltos, sötétkék, zsírfényű, plasztikus agyag van, mely fölfelé erősen lösszel kevert s bőségesen teresztrikus pleisztocén csigákat (*Pupa*, *Helix* stb.) tartalmaz. A kék agyagból *Munieria baconica* HANTK., sok *ostrea* héjtöredék, *echinida* tüsketöredék, bryozoumok, *ostracodák* (*Metacypriis* sp., *Gomphocythere baconica*) és MAJZON L. meghatározása szerint *Orbitolina concava* LAM. és egy valószínűleg új *Operculina* sp. került ki. Az árok középső szakaszában a három vályús kútig, az apti agyagos üledékek törmelékkel oly vastagon fedettek, hogy összefüggő szelvényben tovább csak lépcsős aknázással lehetett volna feltárni. Az árok felső szakaszában világosabb kék agyag bukkan ki és a kút feletti ÉNy-i oldalárokban a nem foglalt forrásig követhető. Felette tompakék, kemény, paláselválású márga, majd arra sötétszürke, palás mészkő települ. Az ároknak a Tündérmajori oldalán a márgarétegek kb. 15 m vastagságban és közbetelepült ostreás-pad nyomozhatók. Az üledéksort itt a D-i oldalon a Tündérmajorig kb. 30 m vastagságban requienias mészkő fedi. A Kő- (most Jókai-) utcáig a Tündérmajor felől levezető oldalárokban az apti kék agyag néhány ponton kibukkan, benne a fentebb említett kövületekkel.

A Borzavári-út vásárterétől kiinduló erdőnyiladéktól Ny-ra eső «Márványbánya»-ban tithon és alsó-kréta mészkőrétegek vannak feltárva. Ismételt gyűjtésekből sok, közelebbről meg nem határozható ammonita- és belemnites töredéken kívül NOSZKY J. megállapítása szerint: *Lytoceras quadrisulcatum* D'ORB., *Lamellaptichus angulicostatum* PICT. et LOR., *Hamulina* sp., *Phylloceras* sp., *Desmoceras* sp., és *Crioceras Duvali* LEV. került ki.

A zirci Deák F.- és Táncsics M.-utca végén, közvetlen a Borzavári-út

mentén fekvő kőfejtőben az alsó- és középső-liász mészkőrétegek vöröslila, kalciteres mészköveiben zöldesszürke, márgás lencsék vannak. E márgás betelepülések felső, vékony lemezekre elváló részéből: foraminiferák, echinida tüsketöredékek és ostracodák (a *Bairdia*, *Macrocypris* és *Bythocypris* gen.-ba tartozó fajok) kerültek ki. A kőfejtő K-i részében a mészkőrétegek enyhe meggyűrődése észlelhető s itt a sárgásszürke mészkő felett 30 cm vastagságban fehér mészkő és mészmárga bukkan ki, az utóbbiban kagylótörésű, tűzköves vékony lemezekkel. A fejtő É-i falában a fedőpad alatti halvány-sárga mészkőben egy *Arietites* sp. lenyomatát találtam.

CONTRIBUTIONS À LA CONNAISSANCE DES FAUNES APTIENNES D'OSTRACODES DU BAKONY SEPTENTRIONAL

Par B. ZALÁNYI

Le forage de recherche de manganèse Herend No. I. A. a traversé le groupe argileux-marneux aptien, jusqu'au calcaire à Requienia en 25,38 m d'épaisseur. Selon les variations des faunes d'Ostracodes, mais surtout en tenant compte du rôle de la fréquence et de la constance de la *Gomphocythere baconica* n. sp., l'on peut diviser ce groupe de sédiments en trois zones.

Dans la zone inférieure, il est très caractéristique que les *Archicypris baconica* n. sp. de grande taille ne se trouvent qu'ensemble avec les espèces suivantes de petite taille: *Metacypris* aff. *cordata* JONES, *Darwinula leguminella* FORB, *Cythere amygdaloides* CORN var. *brevis* CORN, *Metacypris forbesi* JONES, puis les espèces *Cythereis*, *Cyprideis*, *Cytheridea*, *Cytheropteron* et *Candona*. Dans la zone moyenne, il est très caractéristique l'occurrence en masse de la *Gomphocythere baconica* n. sp., ce qui montre que c'est là qu'elle a atteint l'optimum de son domaine de vie. La zone supérieure est caractérisée par la variation plus vite de la constitution de la faune et par le rôle déclinant de la *Gomphocythere baconica* n. sp. qui se manifeste aussi dans la quantité de plus en plus diminuante des individus. Dans l'argile grise qui gît dans la partie inférieure de cette zone, on a trouvé les espèces *Encythere solitaria* TRIEB, *Protocythere Tricostata* TRIEB, *Cytheridea* (*Haplocytheridea*) *clunicularis* TRIEB, puis *Cytheridea*, *Encythere*, *Laxoconcha*, *Cytheropteron*, *Cytherella*, et *Paradoxostoma*. La *Gomphocythere baconica* y manque, et ce sont les espèces *Cytherella* qui prennent le rôle dirigeant, par leur fréquence aussi.

Le forage de recherche de manganèse Eplény No. 1. a traversé les sédiments aptiens en 34,25 m. d'épaisseur et elles peuvent également être divisés en trois zones.

La zone inférieure est caractérisée par la fréquence des espèces *Candona* et *Darwinula*. L'association qui contient des espèces *Archicypris* aussi, est relayée par l'association des espèces *Metacypris* aff. *cordata* JONES, *Darwinula leguminella* FORB, *Gomphocythere baconica* n. sp. *Cytherella*, *Cytheridea* mais surtout *Canodona*. Dans la partie supérieure de la zone inférieure, ce sont également les espèces *Candona* et *Darwinula* qui sont fréquentes, tandis que, dans leur ambiance, les espèces *Gomphocythere baconica* n. sp. *Metacypris*

et *Orthonotacythere* sont reléguées au second plan. La zone moyenne est caractérisée, là aussi, par l'occurrence en masse de la *Gomphocythere baconica* n. sp. Les espèces *Darwinula leguminella* FORB., *Protocythere tricolorata* TRIEB., *Cytherella*, *Orthonotacythere*, *Cythereis*, *Loxoconcha*, *Candona* et *Cythereida* ne se présentent que rarement. Dans la zone supérieure, on trouve les espèces *Paracypris acuminata* ROTH, *Cytheridea* (H) *clunicularis* TRIEB, puis *Cytheridea*, *Encythere*, *Pontocypris* et *Cythereis*, ensemble avec la *Gomphocythere baconica* qui est une espèce constante, mais qui joue un rôle de plus en plus déclinant dans l'organisation des associations.

Le complexe sédimentaire sublittoral, déposé dans les terrains marins, d'eau aumâtre, de l'Aptien de Herend et Eplény, ellégue, par ses faunes graduellement transformées, une position biostratigraphique unie.

ДАННЫЕ К ЗНАНИЮ АПТСКИХ ФАУН OSTRACODA СЕВЕРНОГО БАКОНЬА

Бела Залани

Разведочное бурение на марганец Геренд № I.A пересекало аптскую группу глин и мергелей до реквиного известняка мощностью в 25,38 м. По изменению фаун *Ostracoda* и особенно ввиду роли частоты и постоянства вида *Gomphocythere baconica* n. sp. целая группа осадков может быть расчленена на три зоны.

Для нижней зоны очень характеристичным является *Archicypris baconica* n. sp. большого роста, которая удивительным образом сопровождается лишь *Metacypris* aff. *cordata* JONES, *Darwinula leguminella* FORB., *Cythere amygdaloides* CORN., var. *brevis* CORN., *Metacypris forbesi* JONES небольшого роста как и видами родов *Cythereis*, *Cyprideis*, *Cytheridea*, *Cytheropteron*, *Candona*. Для средней зоны чрезвычайно характеристичным является массовое присутствие *Gomphocythere baconica* n. sp., что указывает на то, что она достигла здесь оптимум своего жизненного пространства. Для верхней зоны характерны более быстрое изменение фаунистических картин, как и упдающая роль вида *Gomphocythere baconica* n. sp., выявляющаяся и в все более уменьшающемся числе особей. Из серой глины, залегающей в нижней части этой зоны, были получены *Eucythere solitaria* TRIEB., *Protocythere tricolorata* TRIEB., *Cytherides* (*Haplocytheridea*) *clunicularis* TRIEB., как и виды родов *Cytheridea*, *Eucythere*, *Loxoconcha*, *Cytheropteron*, *Cytherella* и *Paradoxostoma*. Вид *Gomphocythere baconica* здесь отсутствует и руководящую роль по частоте принимают виды *Cytherella*.

Разведочное бурение на марганец Эплень № I пересекало аптские осадки мощностью в 34,25 м; они тоже могут быть расчленены на три зоны.

Для нижней зоны характерна частота видов, относящихся к родам *Candona* и *Darwinula*. Сообщество, содержащее тоже представители рода *Archicypris*, заменяется сообществом *Metacypris* aff. *cordata* JONES, *Darwinula leguminella* FORB., *Gomphocythere baconica* n. sp., *Cytherella*, *Cytheridea* и особенно *Candona*. В то время, как в верхней части нижней зоны виды *Candona* и *Darwinula* тоже являются частыми, в их сопровождении виды *Gomphocythere baconica* n. sp., *Metacypris*, *Orthonotacythere* полностью оттесняются на задний план. Для средней зоны здесь также характерно массовое появление *Gom-*

phocythere baconica n. sp. Виды *Darwinula leguminella* FORB., *Prothocythere tricostata* ТРИЕВ., *Cytherella*, *Orthonotacythere*, *Cythereis*, *Loxoconcha*, *Candona* и *Cytheridea* только редко появляются. В верхней зоне в сопровождении *Gomphocythere baconica*, появляющейся и в дальнейшем как постоянный вид, но играющей в организации сообществ все более упдающую роль, встречаются *Paracypris acuminata* ROTH, *Cytheridea* (H.) *clunicularis* ТРИЕВ., как и виды, относящиеся к родам *Cytheridea*, *Eucythere*, *Pontocypris*, *Cythereis*.

Прибрежный осадочный комплекс, отложившийся в морских, смешанно-новодных пространствах герендского и эпленьского апта, с своими постепенно преобразующимися фаунами, указывает на единое биостратиграфическое положение.

TARTALOM

TABLE DES MATIERES

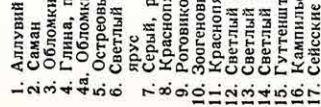
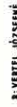
СОДЕРЖАНИЕ

	Oldal Page Стр.
Igazgatósági jelentés az 1950. évről	3
Compte-rendu directorial sur l'année 1950	7
Отчет дирекции за 1950 г.	8
BALOGH KÁLMÁN: Földtani vizsgálatok az északborsodi triászban	11
K. Balogh: Recherches géologiques dans le Triasique de la partie septentrional du département de Borsod	15
К. Б а л о г: Геологические исследования в северо-боршодском триасе	16
BEM BOLESZLÁV: Regéc-Fony- és Mogyoróska-környéki vasércutatóások	17
B. Bem: Les recherches de minerai de fer des environs de Regéc—Fony et Mogyoróska	18
Б. Б е м: Разведки на железные руды в районах дд. Регеч, Фонь и Модьороска	19
BEM BOLESZLÁV: Komlóska környékének bányaföldtani viszonyai	21
B. Bem: Les conditions géologiques des environs de Komlóska	23
Б. Б е м: Геологические условия района д. Комлошка	24
BEM BOLESZLÁV: Kéked—Telkibánya—Nagybózsza környékének földtani viszonyai és ércelődfordulásai	25
B. Bem: Les conditions géologiques et les occurrences de minerai des environs de Kéked—Telkibánya—Nagybózsza	27
Б. Б е м: Геологические условия районов дд. Кекед, Телкибанья и Надьбожва	28
HEGEDŰS GYULA: Boba és Jánosháza vidéke földtani viszonyai	29
Gy. Hegedűs: Les conditions géologiques des environs de Boba et Jánosháza	32
Дь. Хегедюш: Геологические условия районов дд. Боба и Яношхаза	32
HEGEDŰS Gy. és TREGELE K.: Csorna környékének földtani viszonyai	33
Gy. Hegedűs et K. Tregéle: Les conditions géologiques des environs de Csorna	34
Дь. Хегедюш и К. Трегеле: Геологические условия района д. Чорна	34
HEGEDŰS Gy. és SIDÓ M.: A rudabányai vízkutató fúrás	35
Gy. Hegedűs et M. Sidó: Le forage de recherche d'eau de Rudabánya	37
Дь. Хегедюш и М. сидо: Разведочное бурение на воду, проведенное в д. Рудабанья	37

HORUSITZKY FERENC: Magyarországi kovaföldelőfordulások	39
F. Horusitzky: Les occurrences de terre à silex en Hongrie	47
Ф. Горушицки: Месторождения кремнезема Венгрии	48
JAKUCS LÁSZLÓ: Adatok néhány bükkhegységi karsztforrás ismeretéhez	49
L. Jakucs: Contributions à la connaissance de quelques sources karstiques de la montagne Bükk	58
Л. Якуч: Данные к знанию некоторых карстовых источников гор Бюкк	60
JANTSKY BÉLA: A demjéni limonitos mangánérc települési viszonyai	61
B. Jantsky: Les conditions de gisement du minéral de manganèse à limonite de Demjén	63
Б. Янчки: Условия залегания лимонитовой марганцевой руды района д. Демьен	63
JANTSKY BÉLA: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai	65
B. Jantsky: Les conditions géologiques du socle cristallin du Mecsek	70
Б. Янчки: Геологические условия мечекских кристаллических оснований гор	71
JANTSKY BÉLA: A Velencei-hegység földtani és közettani viszonyai	79
B. Jantsky: Les conditions géologiques et pétrologiques de la montagne de Velence	80
Б. Янчки: Геологические и литологические условия гор Веленце ..	81
KOCH SÁNDOR: A Mád és Regéc környékén fekvő vasércelőfordulások genetikája	83
S. Koch: La génétique des occurrences de minéral de fer des environs de Mád et Regéc	87
Ш. Кох: Генезис месторождений железной руды районов дд. Мад и Регеч	88
KOVÁCS LAJOS: A Mecsekhegység felső-dogger rétegei	89
L. Kovács: Les couches du Dogger supérieur de la montagne Mecsek	94
Л. Ковач: Верхне-доггерские слои гор Мечек	94
KRETZOI MIKLÓS: A Zalavidék földtani viszonyai	97
M. Kretzoi: Les conditions géologiques de la région du Zala	99
М. Кречой: Геологические условия области Зала	99
LIFFA AURÉL: Gönc, Fony, Telkibánya és Alsókékéd közötti terület földtani újratérképezése	101
A. Liffa: Le levé géologique réambulatif du territoire situé entre Gönc, Fony, Telkibánya et Alsókékéd	102
А. Лиффа: Геологическое перекартографирование территории, находящейся между дд. Гёнц, Фонь, Телкибанья и Альшюкекед	102
MEZŐSI JÓZSEF: Kékes és Galyatető környékén végzett földtani felvétel	103
J. Mezősi: Le levé géologique dans les environs des monts Kékes et Galyatető	111
Й. Мезёши: Геологическая съемка, произведенная в районах гор Кекеш и Гальатетё	111
MIHÁLTZ ISTVÁN: A Duna-Tisza köze déli részének földtani felvétele	113
I. Miháltz: Le levé géologique de la partie méridionale de l'Entre-deux-fleuves Danube—Tisza	139
М. Михалц: Геологическая съемка южной части области между Дунаем и Тиссой	141

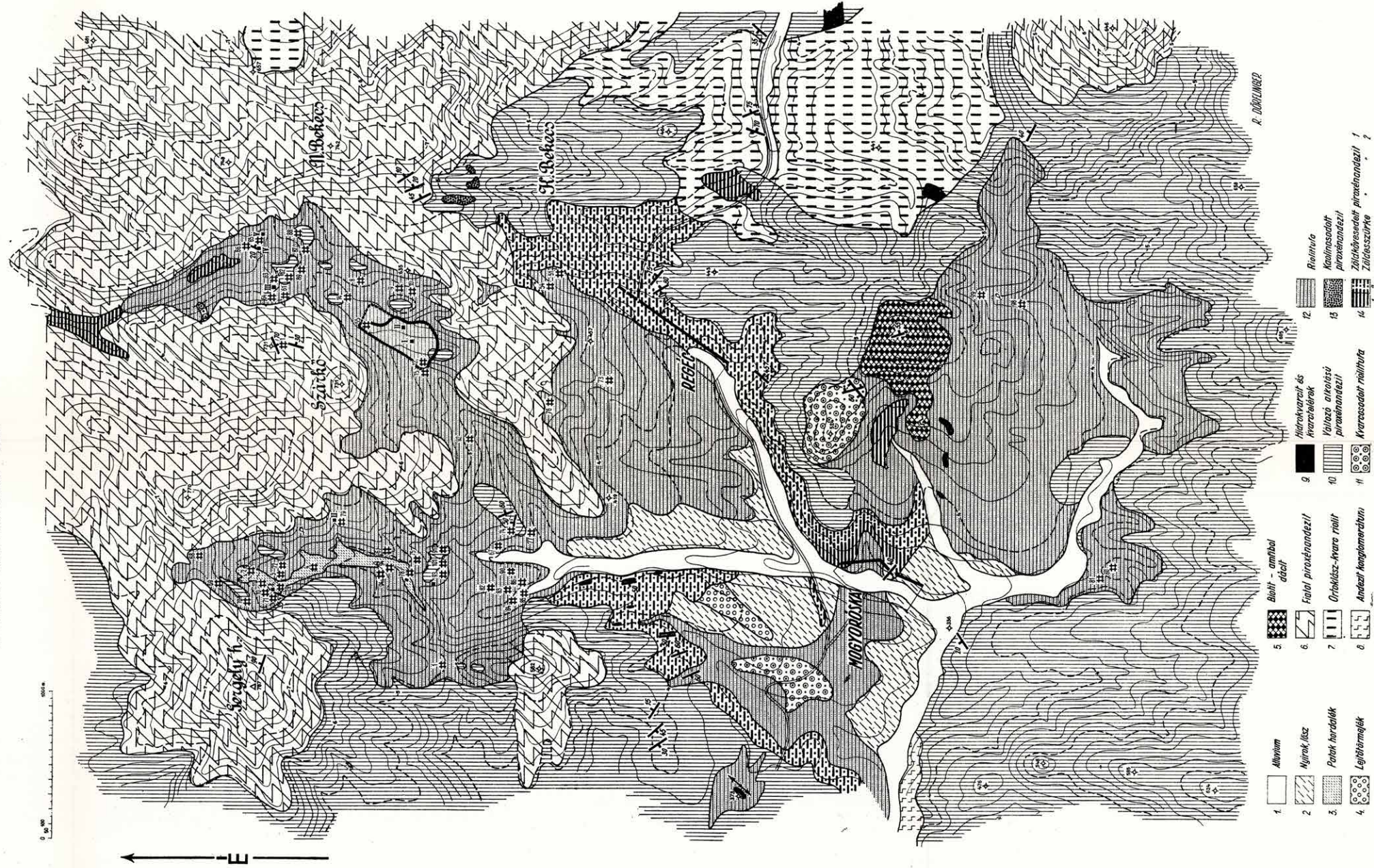
ifj. NOSZKY JENŐ: A Mecsekhegység ÉK-i szegélyének földtani vázlata	145
J. Noszky jr: Esquisse géologique de la bordure de NE de la montagne Mecsek	151
Е. Носки мл. Геологический очерк северо-восточной окраины гор Мечек	153
PANTÓ GÁBOR: Bányaföldtani felvétel Gyöngyösoroszin	155
G. Pantó: Le levé des gîtes métalliques dans les environs de Gyöngyös- oroszi	162
Г. Панто: Горногеологическая съемка в д. Дьендешороси	162
PÁLFALVY ISTVÁN: Fiatal harmadidőszaki növénymaradványok Füzérradvány környékéről	167
I. Pálfalvy: Restes de plante du Tertiaire supérieur dans les environs de Füzérradvány	172
И. Палфалви: Юно-третичные растительные остатки из окрестности д. Фюзеррадвадь	173
PÁLFALVY ISTVÁN: Középső-miocén növények Magyaregregy környékéről	175
I. Pálfalvy: Plantes miocènes moyennes des environs de Magyar- egregy	179
И. Палфалви: Средне-миоценовые растения из окрестности д. Мадыар- эгредь	179
POJJÁK TIBOR: A Börzsönyhegység ÉK-i előterében és a hegység É-i részén végzett földtani kutatások	181
T. Pójják: Les recherches géologiques dans les abords de NE du Börzsöny et dans la partie septentrionale de cette montagne	190
Т. Поjjак: Геологические исследования, проведенные в северо-восточном переднем краю и в северной части гор Бёржён	191
RÓNAI ANDRÁS: Az 1950. évi Duna-Tisza közi talajvízmegfigyelő munkálatok	193
A. Rónai: Les travaux de l'observation de l'eau souterraine dans l'Entre- deux-fleuves Danube—Tisza, en 1950	206
A. Ронаи: Работы, проведенные в 1950 г. в области между Дунаем и Тиссой для наблюдения грунтовых вод	207
ROTARIDESZ MIHÁLY: Néhány alföldi lelőhely pleisztocén molluszk-faunájának ismertetése	109
M. Rotaridesz: La faune de mollusques pléistocènes de quelques lieux fossilifères de l'Alföld	210
М. Ротаридес: Описание плейстоценовых моллюсковых фаун некото- рых местонахождений Низменности	210
SCHRÉTER ZOLTÁN: A Bakony mészmárgáinak vizsgálata	211
Z. Schréter: L'examen des marnes calcaires du Bakony	212
З. Шретер: Изучение известковых мергелей гор Баконь	213
SCHRÉTER ZOLTÁN: A gyöngyöspatai medence földtani leírása	215
Z. Schréter: La description géologique du bassin de Gyöngyöspata ..	220
З. Шретер: Геологическое описание бассейна Дьендешпата	220
SÓLYOM FERENC: Az Északi-Vértes és a Déli-Gerecse földtani felvétele	221
F. Sólyom: Le levé géologique du Vértes septentrional et du Gerecse méridional	230
Ф. Шойом: Геологическая съемка в северной части гор Вертеш и южной части гор Герече	231

	Oldal Page Стр.
SÜMEGHY JÓZSEF: A Duna-Tisza közének földtani vázlata	233
J. S ü m e g h y: Esquisse géologique de l'Entre-deux-fleuves Danube-Tisza	262
Й. Ш ю м е г н: Геологический очерк области между Дунаем и Тиссой ...	263
SZEBÉNYI LAJOS: Ikervár és Hosszúpereszteg környékének földtani viszonyai ..	265
L. S z e b é n y i: Les conditions géologiques des environs de Ikervár et Hosszúpereszteg	269
Л. С е б е н и: Геологические условия дд. Икервар и Хоссуперестег	270
SZENTES FERENC: A Herend és Eplény közötti terület földtani áttekintése.....	271
F. S z e n t e s: Esquisse géologique du territoire situé entre Herend et Eplény	277
Ф. С е н т е ш: Геологический обзор территории, находящейся между дд. Геренд и Эплень	278
TREGELE KÁLMÁN: Beled és Celldömölk vidékének földtani viszonyai	281
K. T r e g e l e: Les conditions géologiques des environs de Beled et de Celldömölk	284
К. Т р е г е л е: Геологические условия районов дд. Белед и Целлдемёлк ..	284
VARRÓK KORNÉLIA: A Ny-dunántúli terraszhomokok és bazaltok közettani vizsgálata	285
K. V a r r ó k: L'examen pétrologique des sables de terrasse et des basaltes de la partie occidentale du Dunántúl (Hongrie Occidentale)	294
К. В а р р о к: Петрографическое исследование террасовых песков и базальтов западной части Задунайского края	294
WEIN GYÖRGY: Földtani vizsgálatok Máza és Váralja környékén	295
G y. W e i n: Recherches géologiques dans les environs de Máza et Váralja	299
Дь. В е й н: Геологические исследования в районах дд. Маза и Вараля ..	300
ZALÁNYI BÉLA: A Zirc, Olaszfalu, Eplény és Bakonybél közti területen végzett kutatómunkálatok	301
B. Z a l á n y i: Les recherches au territoire situé entre Zirc, Olaszfalu, Eplény et Bakonybél	302
В. З а л а н и: Разведочные работы, проведенные на территории, находящейся между дд. Зирц, Оласфалу, Эплень и Баконьбел	302
ZALÁNYI BÉLA: Adatok az Északi-Bakony apti Ostracoda-faunájának ismeretéhez	303
B. Z a l á n y i: Contributions à la connaissance des faunes aptiennes d'Ostracodes du Bakony Septentrional	306
Б. З а л а н и: Данные к знанию аптских фаун Ostracoda северного Баконья	307



REGÉC-FONY-MOGYORÓSKA KÖRNYÉKI KUTATÁSI TERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE FELVETTE: BEM BOLESZLÁV 1950

II. melléklet



Carte géologique du territoire de recherche des environs
de Regéc-Fony-Mogyoróskai

Levé par B. Bem

1. Alluvion
2. Limon, loess
3. Alluvion de ruisseau
4. Éboulis
5. Diacite biotitique amphibolitique
6. Andésite pyroxénique jeune
7. Rhyolithe de quartz orthoclase
8. Conglomérat andésitique
9. Filons d'hydroquartzite et quartz
10. Andésite pyroxénique de constitution variée
11. Tuf rhyolithique
12. Tuf rhyolithique
13. Andésite pyroxénique kaolinisée
14. Andésite pyroxénique propylitisée (1)

Геологическая карта разведочной территории в районах: д. Регеч,
Фонь и Модорошка

Составил: Болеслав Bem, 1950

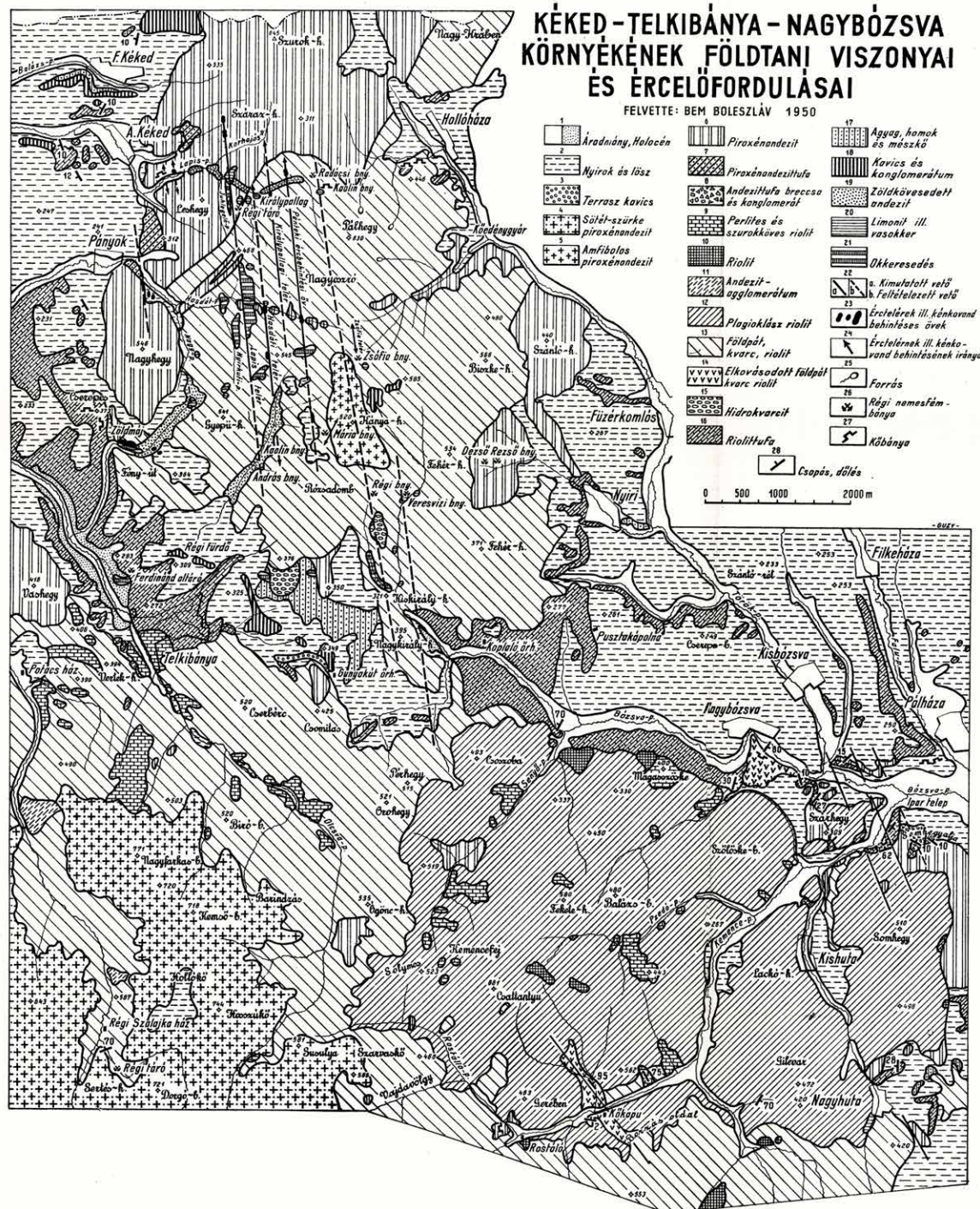
1. Аллювий
2. Саван, лёсс
3. Нанос ручьёв
4. Осыпь
5. Биотитово-амфиболовый диаци́т
6. Молодой пироксеновый андезит
7. Ортокласово-кварцевый риолит
8. Андезитовый конгломерат
9. Гидрокварцит и кварцевые жилы
10. Пироксеновый андезит различного состава
11. Кварцеванный риолитовый туф
12. Риолитовый туф
13. Каолинизированный пироксеновый андезит
14. Пропылитизированный пироксеновый андезит, 1.

Andésite pyroxénique d'un gris verdâtre (2)

KÉKED-TELKIBÁNYA - NAGYBÓZSVA KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI VISZONYAI ÉS ÉRCELŐFORDULÁSAI

FELVETTE: BEM BOLESZLÁV 1950

Les conditions et les occurrences de minéral des environs
de Kéked-Telkibánya-Nagybózsva
Levé par B. Bem, 1950.



- Alluvions, Holocène
- Limon-et loess
- Gravier de terrasse
- Andésite pyroxénique d'un gris foncé
- Andésite pyroxénique à amphibole
- Andésite pyroxénique
- Tuf d'andésite pyroxénique
- Brèche et conglomérat de tuf adésitique
- Rhyolithe à perlite et corneenne
- Rhyolithe
- Agglomérat andésitique
- Rhyolithe plagioclase
- Feldspath, quartz, rhyolithe
- Quartz, rhyolithe, feldspath silicifiés
- Hydroquartzite
- Tuf rhyolithique
- Argile, sable et calcaire
- Gravier et conglomérat
- Andésite propylitisée
- Limonite resp. ocre de fer
- Ocrification
- a) faille démontrée, b) faille supposée
- Filons de minéral resp. zones parsemées de pyrite
- Direction des filons de minéral, resp. des zones parsemées de pyrite
- Source
- Ancienne mine de métal précieux
- Carrière
- Direction et inclinaison des couches

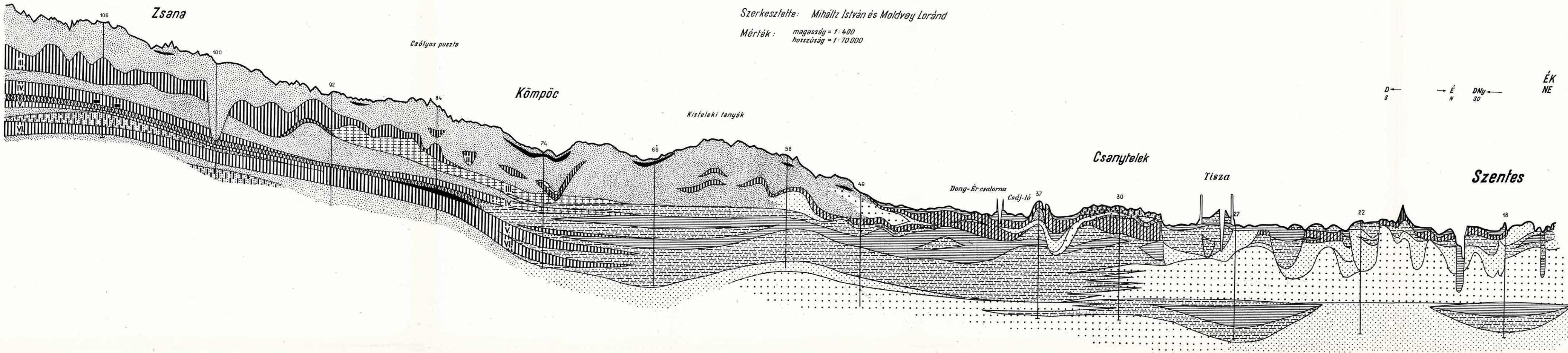
Геологические условия и рудные месторождения окрестностей дд. Кекед, Телкибánya и Надьбóзсва
Составил: Болеслав Бем, 1950

- Нанос, голоцен
- Саман и лёсс
- Террасовый гравий
- Темно-серый пироксеновый андезит
- Амфиболовый пироксеновый андезит
- Пироксеновый андезит
- Пироксено-андезитовый туф
- Андезито-туфовая брекчия и конгломерат
- Перлитовый и пештейный риолит
- Риолит
- Андезитовый аггломерат
- Плагноклазовый риолит
- Полевой шпат, кварц, риолит
- Окремненный кварц, риолит, полевой шпат
- Гидрокварцит
- Риолитовый туф
- Глина, песок и известняк
- Гравий и конгломерат
- Пропилитизированный андезит
- Лимонит отн. железистая охра
- Окрасивания
- a) выявленный сброс, б) предположенный сброс
- Рудные жилы, зоны с посыпанием серного колчедана
- Направление рудных жил и посыпания серного колчедана
- Источник
- Старый рудник благородного металла
- Каменоломня
- Простирание, падение

A SZENTES-BAJAI FÖLDTANI SZELVÉNY 1. RÉSZÉ.

Szerkesztette: Miháltz István és Moldvay Loránd

Mérték: magasság = 1:400
hosszúság = 1:70.000



- | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------------------------------|-----------------------------|----------------------------------|--------------------------|--------------------|---------------------------|-----------------------|--------------------|
| 1. Kavicsos homok, homokos kavics | 2. Középszemű folyami homok | 3. Aprószemű folyami homok | 4. Iszapos homok, homokos iszap | 5. Agyagos iszap, agyag | 6. Fútóhomok | 7. Lössös fútóhomok | 8. Löss és löszhomok | 9. Átalakult lösz |
| 10. Iszapos lösz | 11. Lössös iszap | 12. Mésziszap | 13. Tőzeg, tőzeges rétegek | 14. Növényi maradvány | 15. Triász mészkő | 16. I. - VI. Lössszintek | | |

1^{re} partie du profil géologique Sentes-Baja
Par I. Miháltz

Первая часть геологического разреза Сентеш—Бая
Составил: Иштван Михалц

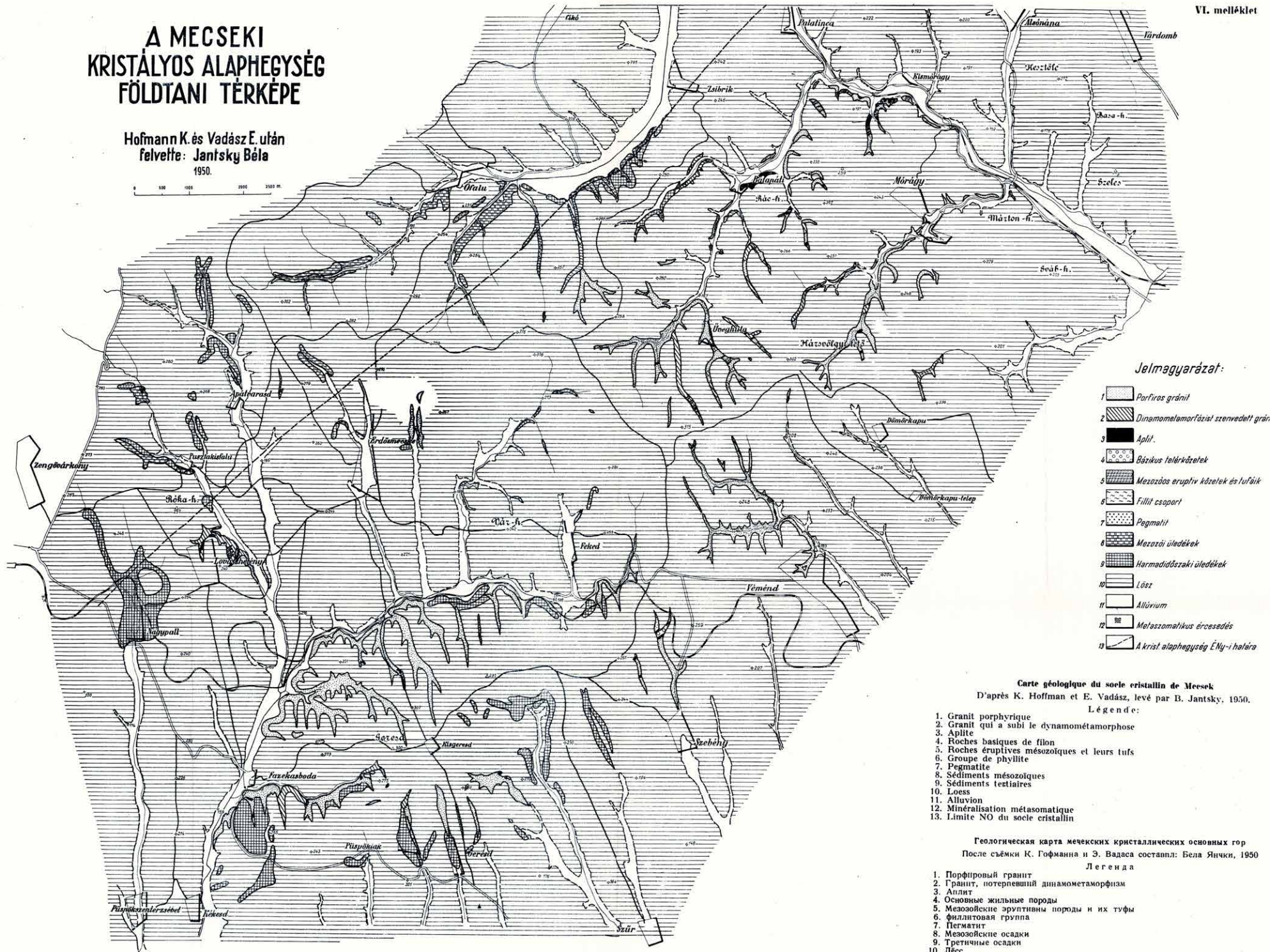
1. Sable caillouteux, gravier sableux
2. Sable fluviatile à grains moyens
3. Sable fluviatile à grains fins
4. Sable vaseux, vase sableuse
5. Argile, vase argileuse
6. Sable mouvant
7. Sable mouvant à loess
8. Loess, sable à loess
9. Loess désagrégé
10. Loess vaseux
11. Vase à loess
12. Vase calcaire
13. Tourbe, couches tourbeuses
14. Couches à humus
15. Calcaire triasique
16. Horizons de loess

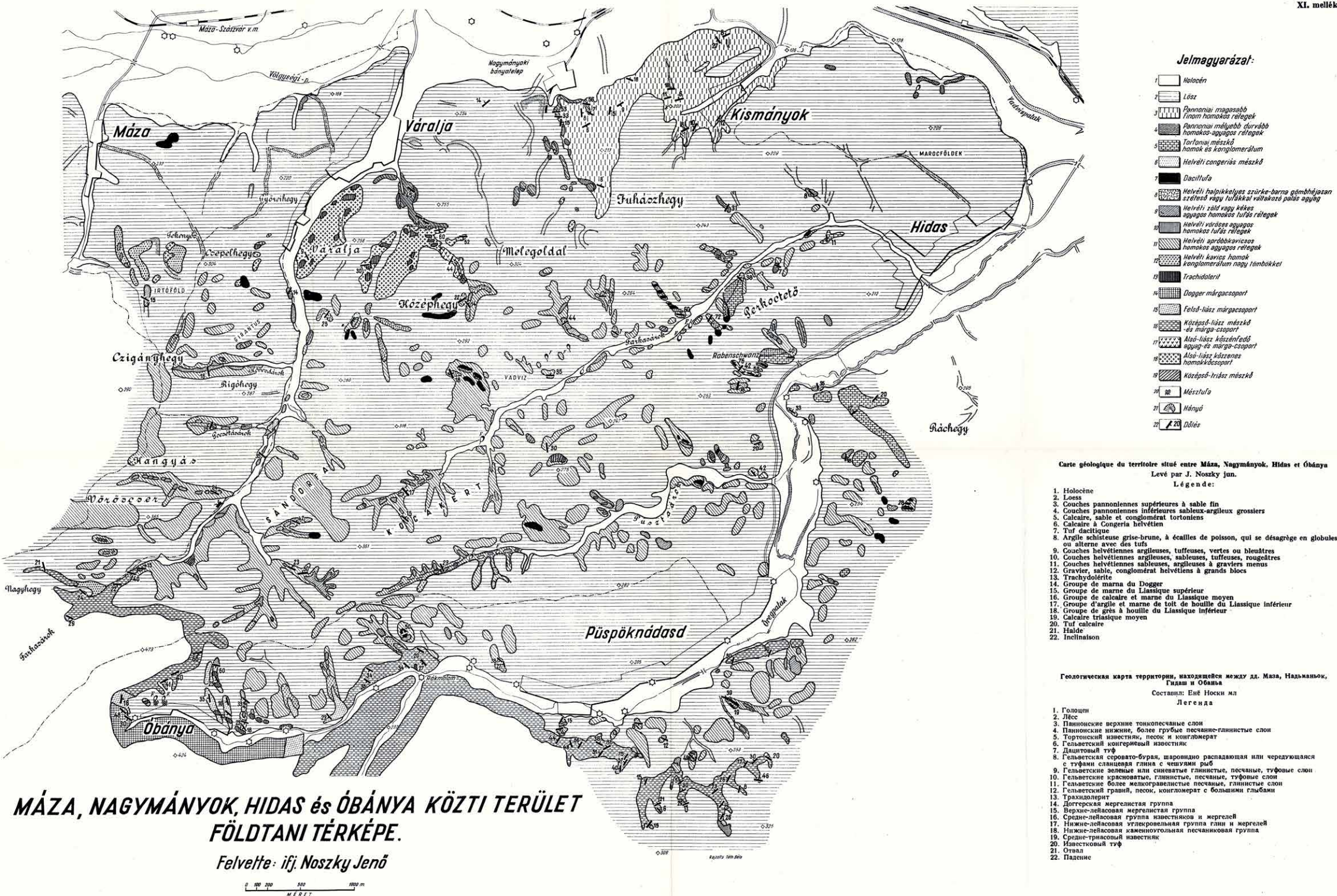
1. Гравелистый песок, песчаный гравий
2. Среднезернистый речной песок
3. Мелкозернистый речной песок
4. Ил, илестный песок, песчаный ил
5. Глина, глинистый ил
6. Сипучий песок
7. Лессовый сипучий песок
8. Лесс и лессовый песок
9. Превращенный лёсс
10. Илестный лёсс
11. Лессовый ил
12. Известковый ил
13. Торф, торфяные слои
14. Гумусовые слои
15. Триасовый известняк
16. Лессовые горизонты

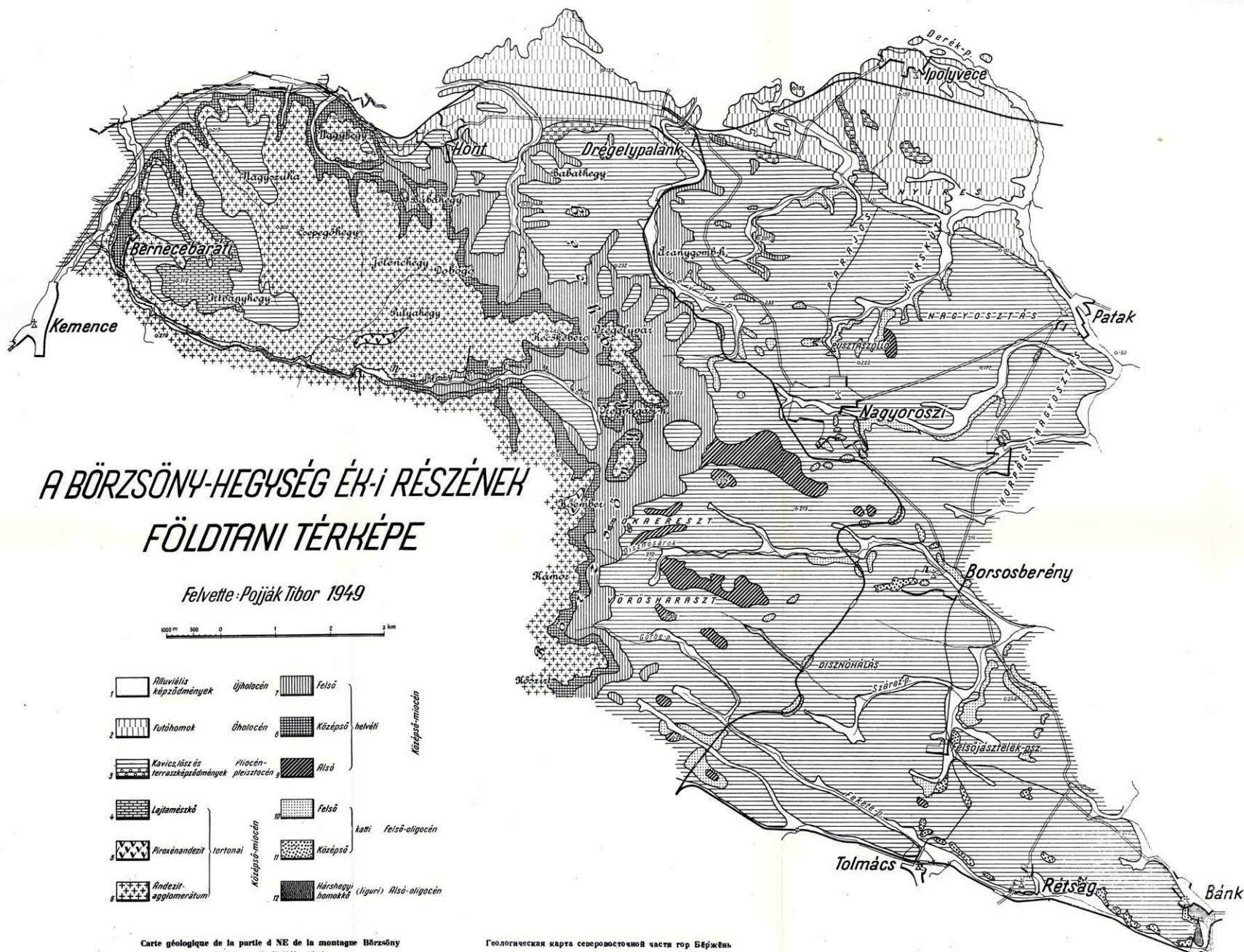
A MECSEKI KRISTÁLYOS ALAPHEGYSÉG FÖLDTANI TÉRKÉPE

Hofmann K. és Vadász E. után
felvette: Jantsky Béla
1950.

0 100 200 300 m







Carte géologique de la partie d NE de la montagne Börzsöny
 Levé par T. Poják, 1949.

- | | | |
|---|---------------------|---------------|
| 1. Formations alluviales. Holocène supérieur | Tortonien | Miocène moyen |
| 2. Sable mouvant. Holocène inférieur | | |
| 3. Gravier, loess et formations de terrasse. Plio-pléistocène | | |
| 4. Leithakalk | Oligocène supérieur | |
| 5. Andésite pyroxénique | | |
| 6. Agglomérat andésitique | | |
| 7. Helvétien supérieur | | |
| 8. Helvétien moyen | | |
| 9. Helvétien inférieur | | |
| 10. Chattien supérieur | | |
| 11. Chattien moyen | | |
| 12. Grès de Hárshag | | |

Геологическая карта северовосточной части гор Бёржёнй
 Составил: Тибор Пожак, 1949.

- | | | |
|--|------------------|----------------|
| 1. Аллювиальные образования. Новый голоцен | тортон | Средний миоцен |
| 2. Силучий песок. Древний голоцен | | |
| 3. Гравий, лёс и террасные образования. Плиоцен-плейстоцен | | |
| 4. Известняк Лейта | | |
| 5. Пироксеновый андезит | | |
| 6. Андезитовый аггломерат | | |
| 7. Верхний гельвет | | |
| 8. Средний гельвет | | |
| 9. Нижний гельвет | | |
| 10. Верхний хатт | Верхний олигоцен | |
| 11. Средний хатт | | |
| 12. Харшхедский песчаник (лигури). Нижний олигоцен | | |

X. melléklet

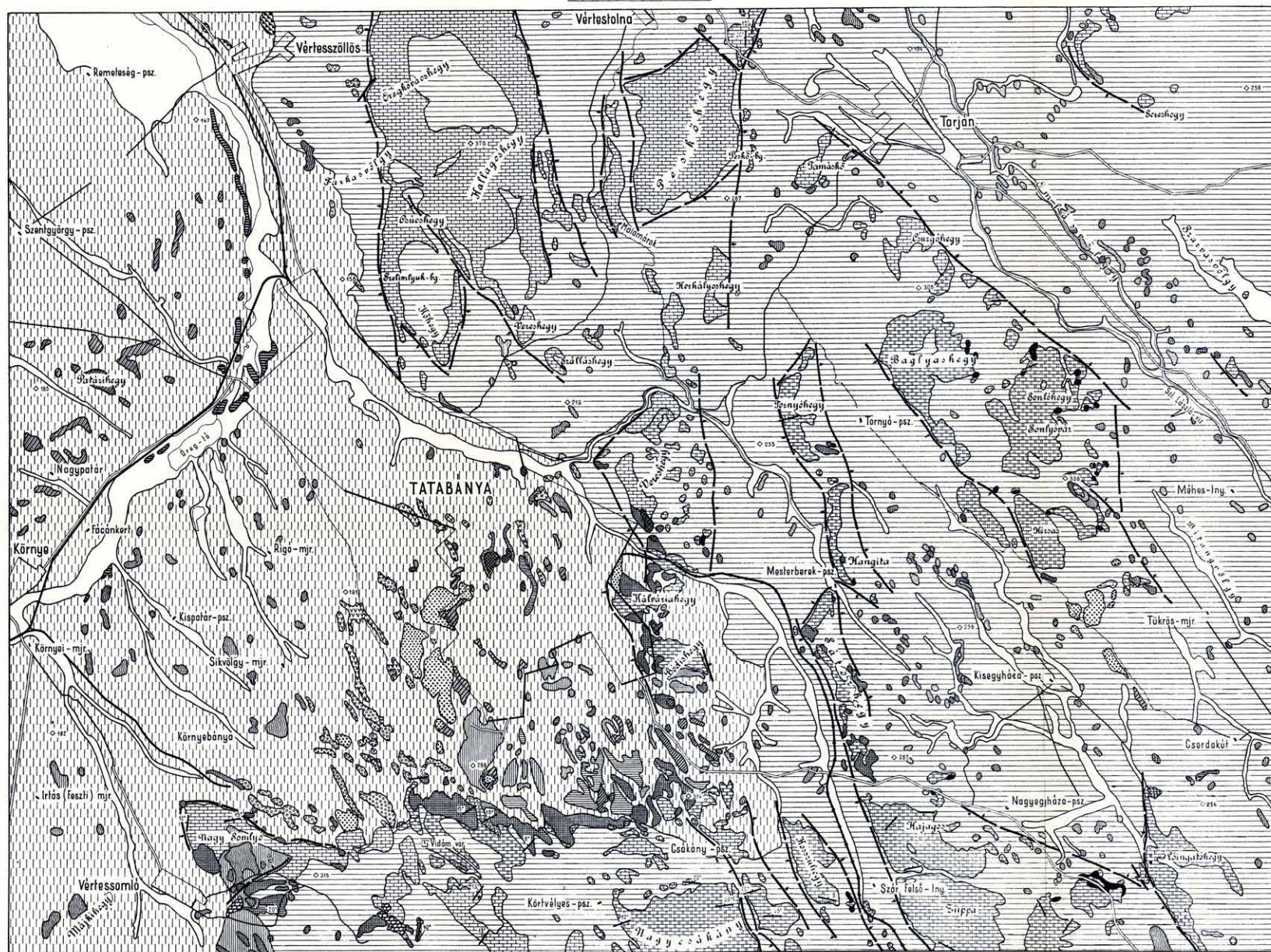
Mérték: magasság = 1:400
hosszúság = 1:70.000

ÉK
NE.



AZ ÉSZAKI-VÉRTES ÉS DÉLI-GERECSE FÖLDTANI TÉRKÉPE

FELVETTE: SÓLYOM FERENC 1950



JELMAGYARÁZAT

1. Árterek és macsaras területek
2. Fűtőhomok
3. Láz
4. Terraszok
5. Dolomit- és mészkő-főmálák
6. Forrásmészkő
7. Konglomerátum és homok
8. Konglomerátum, illetve abból kimálló kavics
9. Obavatatos homokkő
10. Elegyesvízi agyag- és agyagos márga köztelepülések az obavatatos homokkőben
11. Koválmányos rozsdásbarna „hárshegyi” homokkő
12. Tarka agyag homokos agyag laza homokkő és agyagos márga
13. Ostrágművelés - nummulinás mészkő
14. Ostrás pad
15. Molluskumos márgás mészkő
16. Felső perforatós-brongniartisi rétegek
17. Felső foraminiferos molluskumos agyagmárga
18. Felső elegyesvízi köztelepülések
19. Alsó perforatós-brongniartisi rétegek
20. Középső elegyesvízi rétegek
21. Alsó foraminiferos-molluskumos agyagmárga
22. Alsó elegyesvízi és ártésvízi rétegek köztelepüléssel
23. Márgás mészkő apró nummulinákkal
24. Molluskumos homokos, striatós márga
25. Felső perforatós-brongniartisi rétegek elegyesvízi köztelepülésekkel
26. Főnummulinás mészkő
27. Édesvízi mészkő
28. Szárazföldi városszag és bauxit
29. Krinoidás mészkő
30. Dachsteini mészkő
31. Dolomit
32. Vörös kristályos mészdolomit
33. Völgy, térsíval
34. Réteg csapása, dőlése

Carte géologique du Vértesséptentrional et du Gerecsé Méridional

Levé par F. Solyom, 1950.

Légende:

- Holocén**
1. Terrains d'inondation et marécageux
- Pléistocène**
2. Sable mouvant, loess
3. Gravier de terrasse
4. Dolomie et débris de calcaire
5. Travertin
- Pannonien**
6. Conglomérat et sable
- Oligocène**
7. Conglomérat resp. gravier qui s'en désagrège
8. Grès à obovatus
9. Intercalations d'argile d'eau saumâtre et de marne argileuse, dans le grès à obovatus
10. Grès «de Hárshégy» d'un brun rouilleux, stérile en fossiles
11. Argile bigarrée, argile sableuse, grès friable et marne argileuse
- Sédiments de bassin éocènes**
12. Calcaire à Nummulina et Orthophragmina, vanc à Ostrées
13. Calcaire marneux à mollusques
14. Couches supérieures à perforata-brongniartisi, marne argileuse supérieure
15. Intercalations supérieures d'eau saumâtre
16. Couches inférieures à perforata-brongniartisi
17. Couches moyennes d'eau saumâtre
18. Marne argileuse inférieure à Foraminifères et mollusques
19. Couches inférieures d'eau saumâtre et douce à laie de houille
- Sédiments littoraux éocènes**
20. Calcaire marneux, à Nummulites menues
21. Marne à mollusques, sableuse à striata
22. Couches supérieures à perforata et brongniartisi, à intercalations d'eau saumâtre
23. Calcaire principal nummulitique
24. Calcaire d'eau douce
25. Argile rouge et bauxite terrestres
- Crétacé**
26. Calcaire à Crinoidées
- Triasique**
27. Dachsteinkalk
28. Dolomie et dolomie calcaire cristallin rouge
29. Faille, ligne de cassure
30. Direction et inclination des couches

Геологическая карта северной части гор Вертеш и южной части гор Гереч

Составил: Ференц Шольом, 1950.

Легенда

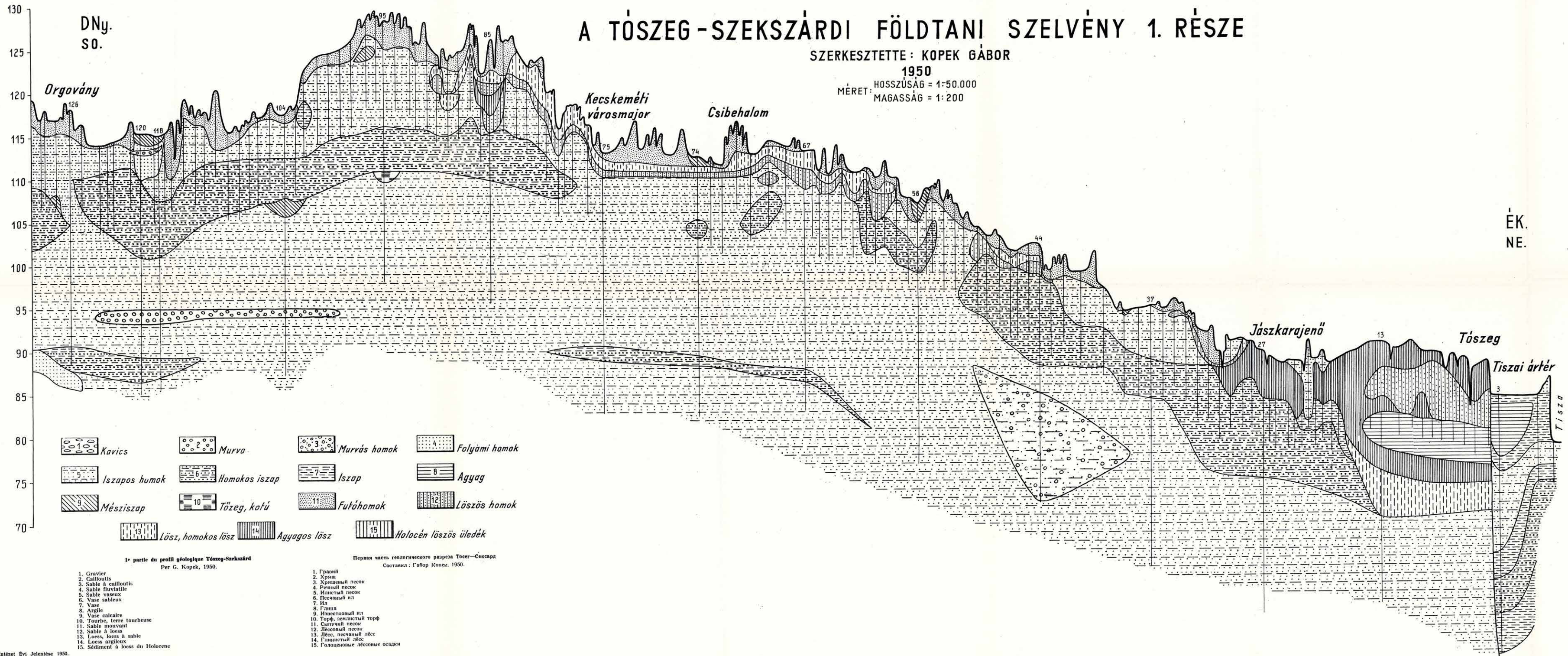
- Голоцен**
1. Поймы и болотистые территории
- Плейстоцен**
2. Сыпучий песок, лёсс
3. Террасовый гравий
4. Обломки доломита и известняка
5. Травертин
- Паннон**
6. Конгломерат и песок
- Олигоцен**
7. Конгломерат или выветренный из него гравий
8. Обоватусовый песчаник
9. Прослой смешанноводной глины и глинистого мергеля в обоватусовом песчанике
10. Рыжевато-бурый «харизедский» песчаник, лишенный окаменелостей
11. Пестрая глина, песчаная глина, рыхлый песчаник и глинистый мергель
- Эоценовые бассейновые осадки**
12. Ортофрагминный, нуммулиновый известняк, пласт с острями
13. Мелководный мергелистый известняк
14. Верхние слои с перфората-бронгниартис, верхний фораминиферный моллюсковый рухляк
15. Верхние смешанноводные прослои
16. Нижние слои с перфората-бронгниартис
17. Средние смешанноводные слои
18. Нижний фораминиферный моллюсковый рухляк
19. Нижние смешанноводные и пресноводные слои с залежью каменного угля
- Эоценовые береговые осадки**
20. Мергелистый известняк с мелкими нуммулинами
21. Моллюсковый, песчаный мергель с стрята
22. Верхние слои с перфората-бронгниартис, как и смешанноводными прослоями
23. Главный нуммулиновый известняк
24. Пресноводный известняк
25. Континентальная красная глина и боксит
- Мел**
26. Криноидовый известняк
- Триас**
27. Известняк Дахштейн
28. Доломит и красный, кристаллический известковый доломит
29. Сброс, линия излома
30. Простиране и падение слоев

A TÓSZEG-SZEKSZÁRDI FÖLDTANI SZELVÉNY 1. RÉSZÉ

SZERKESZTETTE: KOPEK GÁBOR

1950

MÉRET: HOSSZÚSÁG = 1:50.000
MAGASSÁG = 1:200



A TÓSZEG-SZEKSZÁRDI FÖLDTANI SZELVÉNY 2. RÉSZE

SZERKESZTETTE: KOPEK GÁBOR

1950

MÉRET: HOSSZÚSÁG = 1:50.000
MAGASSÁG = 1:200

A DUNA HOLOCÉN MEDRE

ÉK
NE

Kispáhi

DNy
SO

Szekszárd

Káposztás kertek

Sárvíz csatorna

Közép Malát sziget

Felső szállás

DUNA

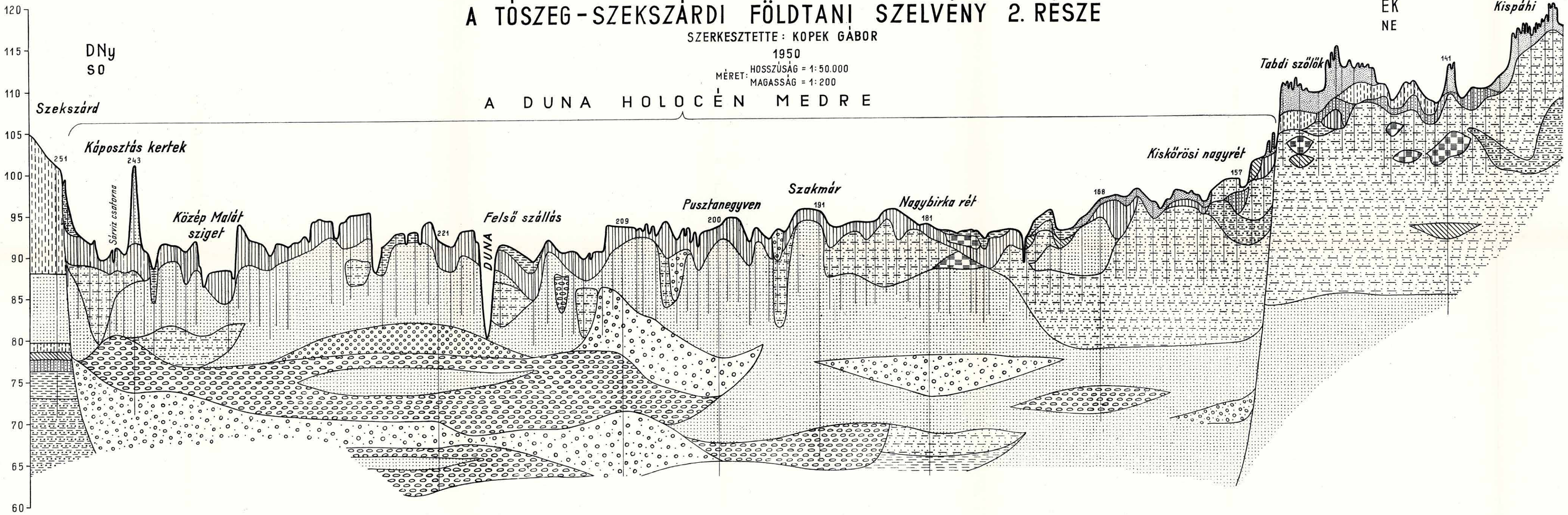
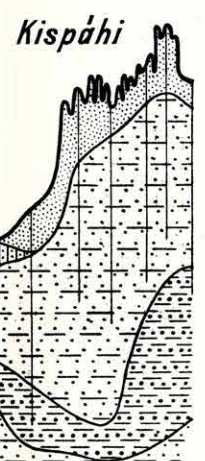
Pusztanegyven

Szakmár

Nagybirka rét

Kiskörösi nagyrét

Tabdi szőlők



FÖLDTANI SZELVÉNY ECSEK ÉS RÁCKEVE KÖZÖTT

SZERKESZTETTE: SÜMEGHY JÓZSEF

MÉRTÉK: MAGASSÁG = 1:200
HOSSZUSÁG = 1:50.000

1950

DNy.
SO.ÉK.
NE.A LEVANTEI DUNA
PÁRKÁNSÍKJA

A DUNA PLEISZTOCÉN PÁRKÁNSÍKJA

Vecsés

Csárda-mjr.

Alsónémedi

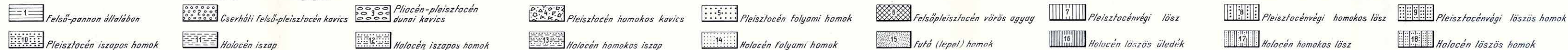
HOLOCÉN DUNA - VÖLGY

Belső-szőlő

Cigány-domb

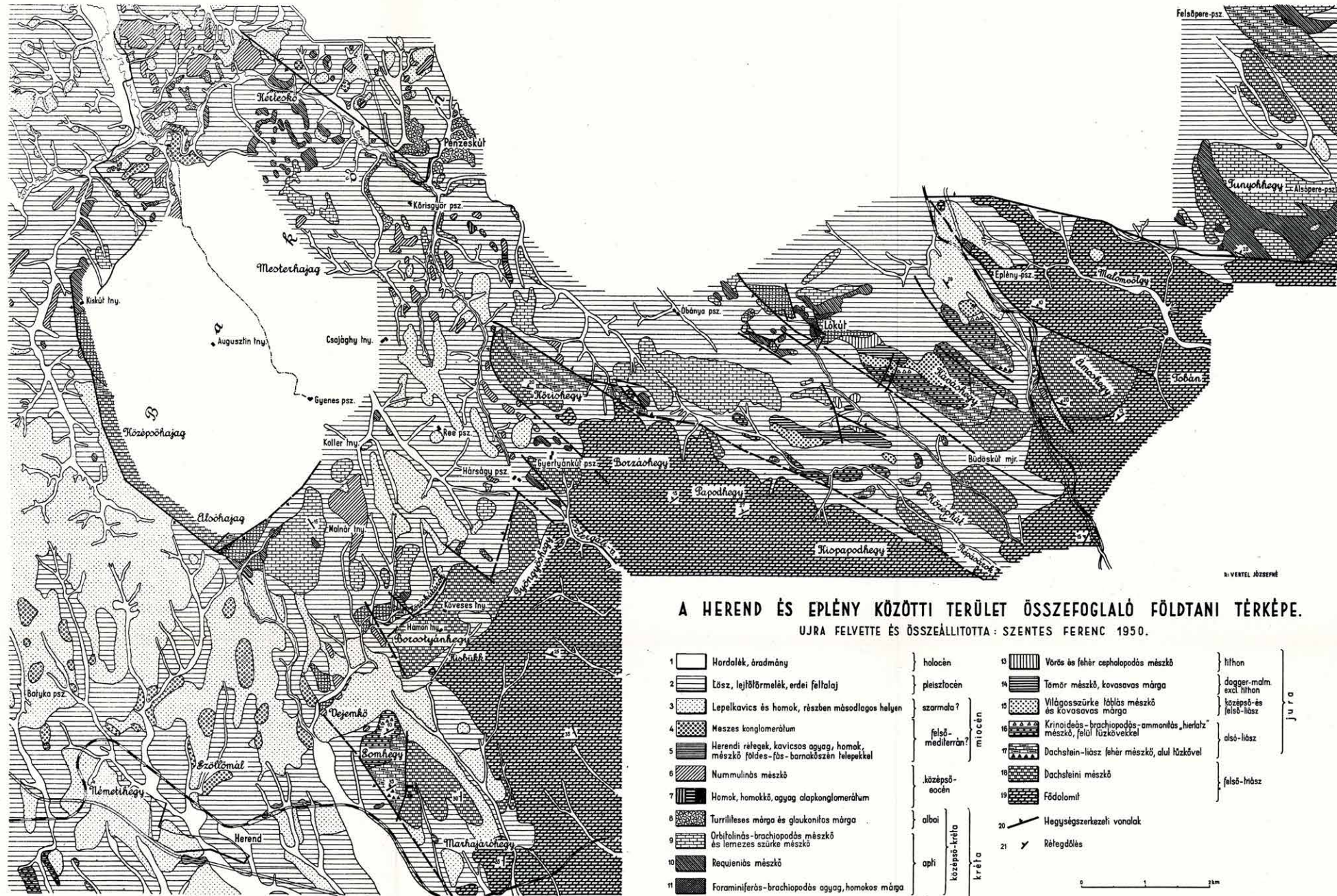
Ráckeve

Duna-ág

Profil géologique entre Ecsér et Ráckeve
Par J. Sümeghy, 1950Геологический разрез между д. Эцер и Рáкчеве
Составил: Йожеф Сюмеги, 1950.

1. Pannonien supérieur, en général
2. Gravier pléistocène supérieur de Cserhát
3. Gravier danubien plio-pléistocène
4. Gravier sableux pléistocène
5. Sable fluviatile pléistocène
6. Argile rouge pléistocène supérieure
7. Loess de la fin du Pléistocène
8. Loess sableux de la fin du Pléistocène
9. Sable à loess de la fin du Pléistocène
10. Sable vaseux pléistocène
11. Vase holocène
12. Sable vaseux holocène
13. Vase sableux holocène
14. Sable fluviatile holocène
15. Sable morvant (de voie)
16. Sédiment à loess holocène
17. Loess sableux holocène
18. Sable à loess holocène
19. Gravier sableux holocène

1. Верхний паннон в общем
2. Черхатский верхне-плейстоценовый гравий
3. Плиоцен-плейстоценовый дунайский гравий
4. Плейстоценовый песчаный гравий
5. Плейстоценовый речной песок
6. Верхне-плейстоценовая красная глина
7. Лёсс конца плейстоцена
8. Песчаный лёсс конца плейстоцена
9. Лёссовый песок конца плейстоцена
10. Плейстоценовый ил
11. Голоценовый ил
12. Голоценовый ил
13. Голоценовый песчаный ил
14. Голоценовый речной песок
15. Силучий (покрывной) песок
16. Голоценовый лёссовый осадок
17. Голоценовый песчаный лёсс
18. Голоценовый лёссовый песок
19. Голоценовый песчаный гравий



Carte géologique générale du territoire situé entre Herend et Eplény
 Relevé et rédigé par F. Szentés, 1950.

- Alluvions. Holocène
- Loess, éboulis, sol de forêt. Pléistocène
- Gravier et sable de voie, en partie à lieux secondaires Sarmatien?
- Conglomérat calcaire
- Couches de Herend, argile caillouteuse, sable, calcaire Méditerranéen supérieur
- Calcaire nummulitique
- Sable, grès, conglomérat de base argileux.
- Marne à Turrilites et marne à glauconie. Albien
- Calcaire à Orbitolines-Brachiopodes.
- Calcaire à Requinia
- Argile à Foraminifères-Brachiopodes, marne sableuse
- Calcaire tabulaire à Brachiopodées-Crinoidées-Echinides et biancone (à Lókut)
- Calcaire rouge et blanc à Céphalopodes
- Calcaire touffu, marne à acide silicique
- Calcaire tabulaire d'un gris clair et marne Liassique moyen et supérieur
- Calcaire à Crinoidées-Brachiopodes-Ammonites de «Hieratz», à silex en haut
- Calcaire blanc de Dachstein-Liassique, à silex en bas
- Dachsteinkalk.
- Hauptdolomit
- Lignes tectoniques
- Inclinaison des couches

Сводная геологическая карта территории, находящейся между деревнями Геренд и Эплень

Новую съёмку произвел и карту составил: Ференц Сентеш, 1950.

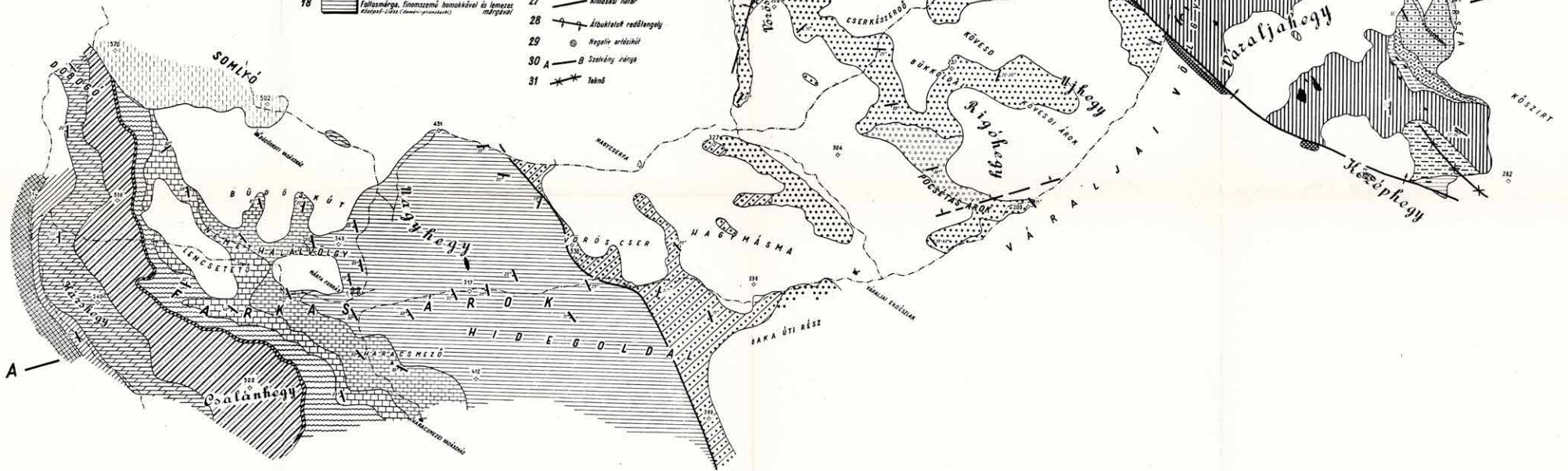
- Голоцен
- Нанос, аллювий
- Плейстоцен
- Лёсс, осыпь, лесная поверхностная почва
- Миоцен
- Покровный гравий и песок, отчасти на вторичном месте сармат?
 - Известковый конгломерат
 - Герендские слои, гравийная глина, песок, известняк с за- лежами землистого, древесного бурого угля
- Средний эоцен
- Нуммулиновый известняк
 - Песок, песчаник, глинистый основной конгломерат
- Мел
- Туррититесовый мергель и глауконитовый мергель, альб
 - Орбитолиновый-брахиоподовый известняк
 - Реквининовый известняк, апт
 - Фораминиферо-брахиоподовая глина, песчаный мергель
 - Брахиоподовый-кринидовый эхинидовый листоватый известняк и банконе (в районе Локута), нижний мел
- Юра
- Красный и белый цефалоподовый известняк, титон
 - Плотный известняк, кремнекислый мергель, доггер-малм, за исключением титона
 - Светло-серый листоватый известняк и кремнекислый мергель, средний и верхний лейас
 - Кринидовый-брахиоподовый-аммонитовый известняк «Гирлац», наверху с роговиком
 - Дахштейно-лейасовый белый известняк, внизу с роговиком
- Верхний триас
- Дахштейнский известняк
 - Главный доломит
- Тектонические линии
- Падение слоев

A MÁZA-VÁRALJA - FARKASÁROK-DOBOGÓI TERÜLET FÖLDTANI TÉRKÉPE

JELMAGYARÁZAT:

Földtanilag felvette: Wein György
 Helyrajzilag felvette: Fehér István
 1950

- | | | |
|--|--|---|
| 1. Löss és folyóhordalék
Mész és agyag | 10. Fehér mészkő, világosbarna tűzhőgumikkal
Malm (Malm) | 19. Kemény, szürke, kőszénföldi márga
Malm (Malm) |
| 2. Kaviccsos homok és finom homokos, szürke agyag
Pannón | 11. Fehér vagy rózsaszínű gumós mészkő
Malm (Malm) | 20. Mészszelvény
Malm (Malm) |
| 3. Szürke, tufás agyagmárga
Malm | 12. Zöldesfehér és rózsaszínű lemezes mészkő,
világosbarna és sötét tűzhőgumikkal.
Felső-dogger (Felső-dogger) | 21. Törpe pata és homokkő
Felső-dogger (Felső-dogger) |
| 4. Kaviccsos homok, laza homokkő, tufa agyag
Malm | 13. Kovasos, mangános márga
Felső-dogger (Felső-dogger) | 22. Szürkésbarna lemezes márga és mészkő
Középső-dogger (Középső-dogger) |
| 5. Durva konglomerátum, homokos, tufa agyag
Malm | 14. Vörös, gumós márga
Felső-dogger (Felső-dogger) | 23. Szürke, coenothyrises mészkő és dolomitos mészkő
Középső-dogger (Középső-dogger) |
| 6. Szürkés dactylus
Malm | 15. Szürkésfehér, simatörésű mészkő
Középső-dogger (Középső-dogger) | 24. Rétegtörés |
| 7. Durva trachidolirit-konglomerátum, kengerős pados
Malm | 16. Sötétzöld, rézben lemezes márga
Malm (Malm) | 25. Rétegtörési vonal |
| 8. Trachidolirit
Malm | 17. Lemezes foltmárga, kringoides mészkőpocokkal
Felső-dogger (Felső-dogger) | 26. Föld |
| 9. Földalatti
Malm | 18. Foltmárga, finomszemű homokkővel és lemezes
márgával
Felső-dogger (Felső-dogger) | 27. Kínosás határ |
| | | 28. Ártériális redőltengely |
| | | 29. Negatív artéziskút |
| | | 30. A-B Szekvencia márga |
| | | 31. Tó |



Carte géologique du territoire de Máza-Váralja-Farkasárók-Dobogó
 Levé géologique par Gy. Wein
 Levé topographique par I. Fehér 1950.

Holocène et Pléistocène

1. Loess et alluvions fluviales

Pannónien

2. Sable caillouteux et argile grise à sable fin

Helvétien

3. Marnes argileuses à bande de tuf

4. Sable caillouteux, grès friable, argile bigarrée

5. Conglomérat grossiers; argile sableuse bigarrée

6. Tuf dacitique à biotite

7. Conglomérat grossier de trachydolérite; bancs à Congeria

Hauteriviens

8. Trachydolérite

9. Phonolithe

Malm

10. Calcaire blanc à nodules de silex d'un brun clair

11. Calcaire nodulaire, blanc ou rose

Dogger supérieur

12. Calcaire lamellaire d'un blanc verdâtre et rose, à nodules de silex d'un brun

clair et rouge

13. Marnes à acide silicique et manganèse

14. Marnes à nodules rouges

Dogger moyen

15. Calcaire à casse lisse, à taches grises

Dogger inférieur

16. Marnes d'un gris foncé, en partie lamellaire

Liassique supérieur

17. Marnes lamellaires tachetées, à bancs de calcaire à Crinoidées

Liassique moyen

18. Marnes tachetées, à grès fin et à marnes lamellaires

Liassique inférieur

19. Marnes dures grises, de toit de houille

20. Ensemble de houille

Triassique supérieur

21. Schistes bigarrés et grès

Triassique moyen

22. Marnes lamellaires d'un brun grisâtre et calcaire

23. Calcaire gris à Coenothyris et calcaire à dolomite

24. Inclinaison des couches

25. Ligne de charriage

26. Faille

27. Limite de l'érosion

28. Axe de pli renversé

29. Puits artésien négatif

30. Direction profil

31. Vallée encaissée

Геологическая карта территории Мазы-Варальи-Фаркашарок-Добого
 Геологическую съемку произвел: Дьердь Вейн
 Топографическую съемку произвел: Иштван Фехер. 1950

Голоцен и плейстоцен

1. Лöss и речной нанос

Паннон

2. Гравелистый песок и тонкопесчаная серая глина

Гельвет

3. Серый рухляк с полосами туфа

4. Гравелистый песок, рыхлый песчанник, пестрая глина

5. Грубый конгломерат, песчаная, пестрая глина

6. Бюкитовый дачитовый туф

7. Грубый, трахидолеритовый конгломерат, пласти с конгериями

Готерив

8. Трахидолерит

9. Фонолит

Мальм

10. Белый известняк с клубнями светло-бурого рогаоника

11. Белый или розовый, клубчатый известняк

Верхний доггер

12. Зеленоватый-белый и розовый известняк с клубнями светло-бурого

и красного рогаоника

13. Кремнистый, марганцевый мергель

14. Мергель с красными клубнями

Средний доггер

15. Серо-пятистый известняк с гладким изломом

Нижний доггер

16. Темно-серый, отчасти листоватый мергель

Верхний левас

17. Листоватый, пятнистый мергель с криноидовыми известняковыми пластинами

Средний левас

18. Пятнистый мергель с тонкозернистым песчанником и листоватым мергелем

Нижний левас

19. Твердый, серый, углекислый мергель

20. Каменноугольная толща

Верхний триас

21. Пестрый сланец и песчанник

Средний триас

22. Серовато-бурый, листоватый мергель и известняк

23. Серый, цеолитовый известняк и доломитовый известняк

24. Песчаный слой

25. Линия навагания

26. Сброс

27. Граница разрыва

28. Опрокинутая ось складки

29. Отрицательный артезианский колодец

30. Направление разрыва

31. Впадина